

UNIwersytet Łódzki

Wydział Nauk Geograficznych

Kierunek Geografia

Specjalność Geoekologia z Ekofizjografią

Michał Górecki

Nr albumu: 313264

Chlorki jako wskaźnik geogenicznego zasolenia wód powierzchniowych i gruntowych na obszarze wysadu solnego Rogóżno

Chloride as an indicator of geogenic salinity of surface and groundwater
in the area of the salt dome Rogóżno

Praca magisterska napisana
w Katedrze Geografii Fizycznej
na seminarium
dra hab. Jan Degirmendżicia, prof. UŁ
pod opieką naukową
dra Macieja Ziulkiewicza

Łódź 2015

Spis treści

1. Cel pracy	5
2. Metodyka pracy	6
2.1. Prace kameralne	6
2.2. Badania terenowe	6
2.3. Analizy laboratoryjne	12
2.4. Opracowanie wyników	13
2.5. Weryfikacja wyników	13
3. Jon chlorkowy	16
3.1. Źródła chlorków w przyrodzie	17
3.2. Chlorki w wodach powierzchniowych i podziemnych	21
4. Warunki geologiczne w rejonie wysadu solnego Rogóżno	23
4.1. Formacje cechsztyńskie	23
4.2. Wysad solny w Rogóżnie	28
4.2.1. Pień solny	32
4.2.2. Czapa wysadu	32
4.2.3. Osady kenozoiczne nad czapą wysadu	36
4.3. Budowa geologiczna otoczenia wysadu	38
4.4. Warunki hydrogeologiczne w rejonie wysadu	38
4.5. Warunki hydrogeochemiczne w rejonie wysadu solnego	48
4.5.1. Tło hydrogeochemiczne	54
5. Sieć rzeczna w rejonie wysadu solnego Rogóżno	61
5.1. Współczesna sieć rzeczna w północnej części Wzniesień Łódzkich	61
5.2. Rozwój doliny Moszczenicy w plejstocenie i holocenie	69
5.3. Warunki hydrochemiczne Moszczenicy na tle innych rzek regionu	73
6. Wyniki badań hydrochemicznych	80
6.1. Wody podziemne	80
6.1.1. Wody gruntowe	81
6.1.2. Wody wgłębne	84

6.1.3. Geneza chemizmu w świetle wskaźników hydrogeochemicznych.....	95
6.2. Wody powierzchniowe	102
6.2.1. Pełczyska.....	102
6.2.2. Wody powierzchniowe w dolinie Moszczenicy	103
6.2.3. Moszczenica i dopływy.....	107
7. Możliwość przenikania zasolonych wód podziemnych do strefy przypowierzchniowej w rejonie wysadu solnego	121
8. Wnioski.....	129
9. Bibliografia	131
10. Spis stron internetowych, tabel, rycin oraz zdjęć	139
Załączniki.....	144

*Serdecznie dziękuję Panu dr Maciejowi Ziulkiewiczowi
Kierownikowi Katedry Pracowni Geologii UŁ
za cenne wskazówki i uwagi merytoryczne
oraz poświęcenie czasu na wyjazdy terenowe*

*Pragnę podziękować Pani mgr Annie Fortuniak
z Laboratorium Pracowni Geologii UŁ
za pomoc przy pracach laboratoryjnych
oraz wykonanie licznych analiz*

*Pani Ewie Moszczyńskiej-Kałuży, p.o. geologa województwa,
naczelnika Wydziału Geologii i Koncesji Geologicznych
za umożliwienie wglądu do archiwalnej dokumentacji hydrogeologicznej*

*oraz Panu mgr Januszowi Gajewskiemu,
z Wydziału Geologii i Koncesji Geologicznych UMWŁ
za wybór dokumentacji.*

1. Cel pracy

Występowanie złóż surowców naturalnych wpływa na chemizm wód podziemnych znajdujących się w ich otoczeniu. Wody takie odznaczają się podwyższoną zawartością pewnych jonów, które często zmieniają ich naturalny obraz fizykochemiczny.

Na północny-wschód od Łodzi, pod niewielką wsią Rogóźno, położoną wzdłuż drogi wojewódzkiej łączącej Zgierz z Piątkiem, nieopodal której wśród drzew płynie wartkim nurtem Moszczenica, tkwi potężna struktura solna determinująca chemizm wód podziemnych ją opływających.

Celem pracy jest próba odpowiedzi na dwa zasadnicze pytania:

- czy zasolone wody z głębokiego podłoża przenikają do wód gruntowych i powierzchniowych?
- czy chlorki nadają się do identyfikacji i oceny takiego zagadnienia?

Opracowanie składa się z kilku bloków tematycznych obejmujących:

- genezę jonu chlorkowego oraz jego źródła w przyrodzie, w tym w wodach powierzchniowych i podziemnych;
- charakterystykę wysadu solnego w Rogóźnie oraz porównanie go do innych tego typu struktur na obszarze Niżu Polskiego;
- budowę geologiczną i warunki hydrogeologiczne w rejonie wysadu solnego;
- ewolucję środkowego odcinka doliny Moszczenicy oraz charakterystykę współczesnej sieci hydrograficznej w północnej części Wyżyny Łódzkiej;
- analizę wyników własnych badań wód powierzchniowych i podziemnych;
- odniesienie uzyskanych wyników, zarówno archiwalnych jak i własnych, do tła i wskaźników hydrogeochemicznych;
- przeprowadzenie dyskusji nad zgromadzonym materiałem;
- przedstawienie wniosków i weryfikacja osiągnięcia celów badawczych.

2. Metodyka pracy

Dla osiągnięcia przyjętych w pracy celów badawczych przeprowadzono: prace kameralne, badania terenowe oraz analizy laboratoryjne nad wodami powierzchniowymi i podziemnymi w rejonie Rogóżna, a następnie opracowano wyniki i dokonano ich interpretacji.

2.1. Prace kameralne

Pierwszy etap prac obejmował analizę map topograficznych i hydrograficznych w celu wytypowania punktów pomiarowo-kontrolnych na rzekach, w których planowano przeprowadzać regularne badania terenowe. Ponadto mapy te posłużyły jako podkład do przeprowadzenia kartowania terenowego, którego końcowym efektem jest zdjęcie hydrochemiczne.

Następny etap prac obejmował kompletowanie i analizowanie dokumentacji studni i otworów wykonanych nad wysadem solnym Rogóżno. Głównymi źródłami informacji hydrogeologicznej była Centralna Baza Danych Hydrogeologicznych (CBDH) Państwowej Służby Hydrogeologicznej oraz archiwum Wydziału Geologii i Koncesji Geologicznych Urzędu Marszałkowskiego Województwa Łódzkiego. Każda opisana studnia widniejąca w rejestrze CBDH posiada swoją kartę dokumentacyjną i profil hydrogeologiczny. Podobne informacje zawarte są w dokumentacji Urzędu. Autora interesowały tylko te studnie, w opisie których podane są informacje o analizie chemicznej wody, a w szczególności takie cechy jak: sucha pozostałość (suma soli) oraz stężenie jonów Cl^- i Na^+ . Niestety nie wszystkie te elementy zawsze występują w komplecie. Po dokonaniu selekcji dostępnych materiałów do dalszej analizy zakwalifikowano dane z 66 studni i piezometrów (zał.1A-C). Niektóre dokumentacje studni są powielane - występują zarówno w CBDH jak i archiwum Urzędu.

2.2. Badania terenowe

Pierwszy wyjazd terenowy, podczas którego zostały wyznaczone punkty pomiarowo-kontrolne na ciekach, autor odbył razem ze studentem Wydziału Biologii i Ochrony Środowiska UŁ, który w tych samych stanowiskach miał pobierać próbki do oznaczeń glonów. Dlatego wytypowane punkty musiały być korzystne dla obydwu stron. Niestety współpraca z algologiem zakończyła się w połowie planowanych wyjazdów terenowych

z przyczyn od autora niezależnych. Przy wytypowanych wcześniej miejscach jednak pozostano, by nie zrywać ciągłości obserwacji.

Wybór punktów pomiarowo-kontrolnych w terenie uzależniony był od kilku wytycznych, do których należą:

- dobra dostępność do posterunku - a więc na obszarach pozbawionych przegrodzeń i innych elementów barierowych;
- zachowanie bezpieczeństwa - z dala od potencjalnych siedlisk dzikich zwierząt, takich jak sarny, dziki, bobry;
- odpowiednia odległość od infrastruktury drogowej (mosty, przepusty, itp.) - aby zniwelować wpływ tych obiektów na warunki oświetlenia oraz ruch wody w korycie;
- odpowiednia odległość od miejsc, w których do Moszczenicy uchodzi dopływ - tak aby wody obydwu rzek/cieków w pełni się zmieszały ze sobą;
- odpowiednia odległość od budowli hydrotechnicznych, za którymi woda porusza się ruchem szczególnie wzburzonym;
- względnie regularne rozmieszczenie przestrzenne punktów na stałych rzekach/ciekach (Gołębiowska i in. 1994).

Uwzględniając wyżej wymienione kryteria, wyznaczono w rezultacie 14 punktów pomiarowo-kontrolnych: siedem punktów na Moszczenicy (główniej rzece przepływającej przez badany obszar): nr I-VII, dwa punkty na Czerniawce: nr IX i X, oraz po jednym na mniejszych dopływach, m.in.: na Dezercie (nr XIV) (tab.1, zał.2).

Punkty I, V, VIII, IX, XI znajdują się na granicy hipotetycznego zarysu wysadu solnego Rogóźno. Posterunki II, III, IV, X, XII, XIII wytyczone są w centrum obszaru. Ich celem jest uchwycenie zmian badanych cech przed i po połączeniu się poszczególnych cieków. Rolą punktów VI i VII jest wychwycenie ewentualnych przemian parametrów fizykochemicznych w wodach Moszczenicy na północ od wysadu solnego.

Podczas prac terenowych, które miały miejsce w następujących terminach: 15.10.2013r, 16.11.2013r, 15.12.2013r, 23.02.2014r, 30.03.2014r, 27.05.2014r, 9.10.2014r, 27.11.2014r, w każdym z posterunków przeprowadzano badania właściwości fizycznych wody, do których należał pomiar temperatury wody, odczynu (pH) oraz przewodności elektrolitycznej właściwej (PEW). Wartości parametrów odczytywano z aparatury po ustabilizowaniu się wyników pomiaru. Ponadto w punkcie nr V, gdzie znajduje się posterunek wodowskazowy IMiGW, każdorazowo odczytywany był stan wody Moszczenicy (H) oraz mierzona była temperatura powietrza. Specyfikacja przyrządów, którymi zostały przeprowadzane badania terenowe, znajduje się w tabeli 5.

Poza pomiarami cech fizycznych *in situ* pobierano również próbki do badań laboratoryjnych w celu określenia zawartości w wodzie jonów Cl^- i Na^+ . Pojemniki polietylenowe o pojemności 500 cm^3 całkowicie napełniano wodą, a następnie przechowywano w niskich temperaturach ($< 5^\circ\text{C}$) na czas transportu do laboratorium. Wszelkich badań terenowych oraz poboru próbek dokonywano w nurcie rzeki, chyba że nie można było jednoznacznie go stwierdzić, to wówczas jak najdalej od brzegów (Gołębiowska i in. 1994).

W celu wykonania zdjęcia hydrochemicznego w zakresie przewodności elektrolitycznej właściwej (PEW) wód powierzchniowych występujących w zarysie wysadu solnego przeprowadzono kartowane terenowe. Badania wykonano w dniu 28.08.2014r, a więc w ostatnim kwartale roku hydrologicznego. Jest to okres najniższego poziomu wód powierzchniowych, o czym świadczy, między innymi, niski stan wody na Moszczenicy w Giecznie (ryc.26). Wówczas zasilanie cieków w dużej mierze odbywa się przy udziale wód podziemnych. Jest to dobry moment do badania wpływu wód podziemnych na chemizm wód powierzchniowych.

Podczas kartowania terenowego, poza pomiarami przewodności elektrolitycznej właściwej (PEW), mierzono także temperaturę wody oraz jej odczyn (pH) za pomocą urządzeń przedstawionych w tabeli 5. Wartości parametrów odczytywano z aparatury po ustabilizowaniu się wyników pomiaru. Badanie objęło 35 punktów, których charakterystykę przedstawiono w tabeli 2. Pomiary wykonywano w rzekach/ciekach stale prowadzących wodę, a także w rowach¹ i stawach nie mających funkcji hodowlanej.

Po pracach kameralnych nad dokumentacją studni, następny etap działań obejmował określenie genezy chemizmu wód podziemnych. W tym celu należało:

- wytypować studnie, w których, wg dokumentacji, odnotowano podwyższoną ilość suchej pozostałości lub chlorków w wodzie;
- odnaleźć w terenie wytypowane obiekty;
- określić ich stan techniczny i możliwość przeprowadzenia opróbowania.

W rezultacie do badań wytypowano 6 studni i 2 piezometry (tab.3). W przypadku wód powierzchniowych do dokładniejszych analiz wytypowano jeden staw (tab.2, pkt.35), który według danych archiwalnych, znajduje się na obszarze możliwej ascenzji zasolonych wód na powierzchnię. Badania terenowe przeprowadzono 11 grudnia 2014 roku w zakresie:

¹ Brak możliwości stwierdzenia, czy rów stanowił uregulowany odcinek małego cieku, czy był sztuczną formą odwadniającą.

Tabela 1. Charakterystyka punktów pomiarowo-kontrolnych na ciekach

Numer na mapie dokumentacyjnej	Współrzędne geograficzne (N,E) ^A	Nazwa rzeki, cieku ^B	Kilometrarz rzeki, cieku ^C	Opis stanowiska
I	51°55'55.3"ˆˆ 19°28'40.2"ˆˆ	Moszczenica	30,5 km	Most w Michałowie
II	51°58'08.1"ˆˆ 19°26'35.4"ˆˆ	Moszczenica	23,4 km	Przed przyjęciem Czarniawki w Kotowicach
III	51°58'13.1"ˆˆ 19°26'34.1"ˆˆ	Moszczenica	23,3 km	Po przyjęciu wód Czarniawki w Kotowicach
IV	51°58'42.4"ˆˆ 19°26'29.7"ˆˆ	Moszczenica	22,2 km	Meander w Kotowicach
V	51°59'49.0"ˆˆ 19°26'35.2"ˆˆ	Moszczenica	19,5 km ^D	Posterunek wodowskazowy w Giecznie
VI	52°00'34.2"ˆˆ 19°26'27.4"ˆˆ	Moszczenica	17,7 km	Most na drodze w Borowcu
VII	52°01'15.5"ˆˆ 19°26'42.4"ˆˆ	Moszczenica	15,9 km	Most na drodze gruntowej w Sypinie
VIII	51°55'54.2"ˆˆ 19°28'25.8"ˆˆ	b.d.	0,4 km	Przepust pod drogą w Woli Branickiej
IX	51°57'11.2"ˆˆ 19°26'33.2"ˆˆ	Czarniawka	1,8 km	Most na DW 708 w Bądkowie
X	51°58'07.1"ˆˆ 19°26'33.3"ˆˆ	Czarniawka	0,1 km	Przed ujściem do Moszczenicy w Kotowicach
XI	51°57'15.5"ˆˆ 19°26'21.1"ˆˆ	b.d.	0,4 km	Przepust pod DW 708 w Bądkowie
XII	51°57'35.5"ˆˆ 19°26'20.8"ˆˆ	Dopływ z Jasionki	0,2 km	Przepust pod drogą gruntową w Kotowicach
XIII	51°58'31.9"ˆˆ 19°26'44.4"ˆˆ	starorzecze Moszczenicy	0,4 km	Przepust pod drogą w Kotowicach
XIV	52°00'32.8"ˆˆ 19°26'07.1"ˆˆ	Dezerta	4,1 km	Przepust pod drogą w Borowcu

b.d. - brak danych

A - układ współrzędnych 1992, dane z <http://geoportal.gov.pl/>; B - na podstawie Czarnecka 2005; C - liczony od ujścia rzeki ku jej źródłom, mierzony na podstawie <http://geoportal.gov.pl/>; D - kilometrarz dla posterunku wodowskazowego w Giecznie (na podstawie Szczepański 1995-1996).

źródło: opracowanie własne

Tabela 2. Charakterystyka punktów kartowania terenowego

Nr na mapie dokumentacyjnej	Współrzędne geograficzne (N,E) ^A	Opis punktu	Nr na mapie dokumentacyjnej	Współrzędne geograficzne (N,E) ^A	Opis punktu	Nr na mapie dokumentacyjnej	Współrzędne geograficzne (N,E) ^A	Opis punktu
1	51°55'54.2'' 19°28'25.8''	rów	13	51°58'42.7'' 19°28'40.1''	rów	25	51°59'27.7'' 19°25'30.9''	rów od studni
2	51°55'55.3'' 19°28'40.2''	Moszczenica	14	51°58'43.5'' 19°28'41.9''	staw	26	51°59'26.7'' 19°25'46.8''	staw
3	51°56'03.8'' 19°29'41.8''	staw	15	51°59'07.0'' 19°27'58.7''	rów	27	51°58'30.8'' 19°26'28.5''	Moszczenica
4	51°56'06.8'' 19°29'37.4''	rów	16	51°59'51.1'' 19°27'47.7''	rów	28	51°58'31.9'' 19°26'44.4''	rów
5	51°57'09.9'' 19°29'23.5''	staw	17	52°00'34.2'' 19°26'27.4''	Moszczenica	29	51°58'17.2'' 19°27'22.0''	staw/torfowisko
6	51°56'59.5'' 19°28'17.1''	Moszczenica	18	52°01'15.5'' 19°26'42.4''	Moszczenica	30	51°58'32.1'' 19°27'02.3''	staw
7	51°57'30.8'' 19°28'00.4''	staw	19	52°00'55.5'' 19°26'15.0''	staw	31	51°57'59.7'' 19°26'55.6''	Moszczenica
8	51°57'39.4'' 19°29'03.4''	rów	20	52°00'32.8'' 19°26'07.1''	Dezerta	32	51°57'11.2'' 19°26'33.2''	Czerniawka
9	51°58'04.9'' 19°29'19.9''	staw	21	52°00'30.1'' 19°25'38.8''	staw	33	51°57'15.5'' 19°26'21.1''	rów
10	51°58'05.7'' 19°29'17.4''	staw	22	52°00'20.2'' 19°25'43.9''	staw	34	51°56'32.2'' 19°28'29.1''	Moszczenica
11	51°58'28.3'' 19°28'32.4''	staw	23	52°00'04.5'' 19°25'54.0''	staw	35 ^B	51°58'13.5'' 19°26'55.5''	staw
12	51°58'32.6'' 19°28'54.5''	staw	24	51°59'49.0'' 19°26'35.2''	Moszczenica			

A – układ współrzędnych 1992, dane z <http://geoportal.gov.pl/>; B – dane z dn. 11.12.2014 r., pomiar za pomocą GPS (dokładność ± 3m)

źródło: opracowanie własne

Tabela 3. Charakterystyka punktów poboru wód podziemnych do oznaczenia miejscowego tła hydrochemicznego

Numer studni zgodny z mapą dokumentacyjną	Numer studni wg banku HYDRO	Współrzędne geograficzne studni (N,E) ^A	Głębokość studni [m]	Przedział zafiltrowania [m]	Wiek warstwy wodonośnej	Przeznaczenie	Samowypływ	Użytkownik
A	-	51°58'13.5'' 19°26'54.6''	b.d	b.d.	Q	obserwacja jakości wód podziemnych	-	stacja benzynowa „Moya”
B	5900371	51°59'45.1'' 19°27'14.6''	70,0	52,0 - 70,0	J	nawadnianie	+	ferma drobiu
C	-	52°00'17.9'' 19°27'07.4''	6,2	1,5 - 5,0	Q	obserwacja jakości wód podziemnych	-	stacja benzynowa „Janisz”
D	5900618	51°59'35.3'' 19°28'12.5''	18,5	16,2 - 18,0	Q	nieużytkowana	-	firma „Markie-Pol”
E	5900412	51°58'42.6'' 19°28'57.7''	41,0	35,0 - 39,0	Q	nieużytkowana	-	dawny punkt skupu mleka
F	5900325	51°57'27.8'' 19°29'28.5''	103,0	69,5 - 103,0	J	nieużytkowana	+	dawny PGR
G	5910356	51°57'14.3'' 19°30'49.3''	150,0	56,6 - 150,0	J	b.d.	-	klub jeździecki „Salio”
H ^B	5900348	51°59'27.6'' 19°25'33.0''	241,4	238,5 - 241,4	J	nieużytkowana	+	dawne ujęcie wody „Gieczyńska”

b.d. - brak danych, Q - czwartorzęd, J - jura (górną)

A – pomiar za pomocą GPS (dokładność ± 3m); B - dane z dnia 27.11.2014r., współrzędne z <http://geoportal.gov.pl/> (układ współrzędnych 1992)

źródło: opracowanie własne

temperatury wody, odczynu (pH), przewodności elektrolitycznej właściwej (PEW) oraz potencjału redukcyjno-oksydacyjnego (Eh). Do pomiarów wykorzystano sprzęt scharakteryzowany w tabeli 5. Wartości parametrów odczytywano z aparatury po ustabilizowaniu się wyników pomiaru. W pracach wykorzystywano komorę przelewową zapobiegającą kontaktowi wody z powietrzem w trakcie badań. Poza pomiarami cech fizycznych *in situ* pobrano próbki wody do analiz laboratoryjnych w celu określenia zawartości: anionów (Cl^- , HCO_3^- , NO_3^- , NO_2^- , SO_4^{2-} , PO_4^{3-}), kationów (Na^+ , K^+ , NH_4^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+}), a także łącznej ilości substancji rozpuszczonej, twardości ogólnej, węglanowej i niewęglanowej. Pojemniki polietylenowe o pojemności 500 cm^3 całkowicie napełniano wodą, a następnie przechowywano w niskich temperaturach ($< 5^\circ\text{C}$) na czas transportu do laboratorium.

2.3. Analizy laboratoryjne

Oznaczanie parametrów chemicznych wody przeprowadzono w laboratorium Pracowni Geologii UŁ. Analizy stężeń jonów Cl^- i Na^+ z wód rzecznych odbywały się nie później niż 48h od momentu pobrania próbki. Autor pracy osobiście przeprowadzał analizę chlorków, natomiast badania stężenia jonu sodowego metodą fotometrii płomieniowej przeprowadziła Pani mgr Anna Fortuniak.

Jony chlorkowe oznaczano metodą miareczkowania argentometrycznego. Metoda polega na miareczkowaniu jonów Cl^- roztworem azotanu srebra (AgNO_3) wobec chromianu potasu (K_2CrO_4) jako wskaźnika w środowisku o pH 6,5 - 10. Jony Cl^- tworzą z jonami Ag^+ trudno rozpuszczalny biały osad AgCl . Żółto zabarwiona próbka wody (barwa pochodzi od K_2CrO_4) ulega w czasie miareczkowania zmętnieniu. Po wytrąceniu wszystkich jonów Cl^- jony Ag^+ reagują z chromianem i zabarwienie roztworu zmienia się na żółtopomarańczowe, a przy dalszym miareczkowaniu przechodzi w żółto-brunatne (Pokojska 1999).

Woda pobrana z danego punktu została przesączona przez bibułę filtracyjną. Następnie odmierzone 3 próbki wody o objętości 50 cm^3 każda, do których dolano $0,5\text{ cm}^3$ roztworu K_2CrO_4 i miareczkowano roztworem AgNO_3 do zmiany barwy z żółtej na żółtopomarańczową. Z otrzymanych trzech wyników wyciągnięto wartość średnią. Uzyskane dane podstawiono do następującego wzoru, którym obliczono zawartość chlorków w wodzie (wg PN-ISO 9297):

$$\text{Cl}^- [\text{mg}/\text{dm}^3] = \frac{(\bar{v}-v_0)*k*1000}{v}$$

gdzie:

\bar{v} - średnia objętość mianowanego roztworu azotanu srebra zużytego na zmiareczkowanie trzech prób [w cm^3]

v_0 - objętość mianowanego roztworu azotanu srebra zużytego na zmiareczkowanie próbki kontrolnej [w cm^3]

k - miano roztworu azotanu srebra [w $\text{mg Cl}^- / \text{cm}^3$]

V - objętość badanej próbki zużytej do oznaczenia [w cm^3]

2.4. Opracowanie wyników

Udostępnione informacje o studniach i obiektach hydrogeologicznych stanowiły podstawę do wykreślenia map hydroizohips oraz hydroizobat wód gruntowych oraz wód piętra trzeciorzędowego.

Uzyskane wyniki badań terenowych i laboratoryjnych prowadzonych na wodach rzecznych w rejonie wysadu solnego wykorzystano do analiz zmienności stężenia jonów Cl^- i Na^+ , a także PEW wzdłuż biegu Moszczenicy oraz stanu i przepływów wody dla posterunku w Giecznie.

Zidentyfikowane parametry fizykochemiczne i rozpoznany skład jonowy wód przedstawiono na kartach analiz chemicznych. Oznaczenia zostały wykonane zgodnie z obowiązującymi standardami przez laboratorium Pracowni Geologii UŁ. Na podstawie uzyskanych wyników określano poprawność przeprowadzonych analiz - metodą procentu błędu analizy (Pazdro i Kozerski 1990) oraz obliczono wskaźniki hydrochemiczne.

2.5. Weryfikacja wyników

Opracowanie map hydroizohips oraz hydroizobat miało na celu zlokalizowanie obszarów, gdzie możliwa jest ascenzja zasolonych wód wgłębnych do wód gruntowych.

Wartości wskaźników hydrochemicznych, parametrów cech fizycznych oraz stężeń wybranych jonów (w tym chlorków) dały podstawę do oceny, czy między wodami gruntowymi i powierzchniowymi istnieje powinowactwo hydrochemiczne z wodami okalającymi wysad solny, czy też stwierdzony stan ma pochodzenie antropogeniczne. W tym celu porównano je do zakresu chlorkowego tła hydrogeochemicznego wód

podziemnych z różnych obszarów Polski oraz wybranych cech fizykochemicznych wód pochodzących z górnej części zlewni Moszczenicy oraz innych rzek regionu.

Ponadto punktem odniesienia były także wyniki pomiarów i analiz fizykochemicznych uzyskane z Pełczysk, które reprezentują zasolone geogenicznie wody samoczynnie wypływające na powierzchnię (Kolago 1965). Badanie wód przeprowadzono 23.03.2014r. w miejscach opisanych w tabeli 4.

Tabela 4. Charakterystyka punktów poboru wód powierzchniowych z Pełczysk

Współrzędne geograficzne (N,E) ^A	Opis punktu
51°58'31.6`` 19°14'23.4``	wypływ
51°58'32.0`` 19°14'24.1``	rów
51°58'34.5`` 19°14'24.1``	staw

A – układ współrzędnych 1992; dane z <http://geoportal.gov.pl/>

źródło: opracowanie własne

Przyjęto założenie, że jeżeli obszary o podwyższonym stężeniu substancji i wartości cech, wskazujących na zasolenie wód gruntowych i powierzchniowych, będą pokrywały się ze strefami, gdzie możliwa jest ascenzja wód z głębszych poziomów wodonośnych do płytszych, to wielce prawdopodobny jest wpływ geogeniki na chemizm wód w dolinie Moszczenicy.

Tabela 5. Oznaczone w terenie parametry fizyczne wód

Parametr	Metoda oznaczenia	Podstawowe założenia	Aparatura	Dokładność pomiaru
Temperatura wody [°C]	termometryczna	Zmiany temperatury powodują zmiany objętości medium	Termometr laboratoryjny	+/- 0,1 °C
Temperatura powietrza [°C]	termometryczna	Zmiany temperatury powodują zmiany objętości medium	Termometr laboratoryjny	+/- 0,1 °C
Odczyn pH	potencjometryczna	Pomiar siły elektromotorycznej elektrody, połączony z ręczną kompensacją temperatury. Elektroda zespolona szklano-chlorosrebrowa, kalibrowana przy użyciu roztwo-rów buforowych	Elektroda ESAgP-305W, pH-metr CP 215	+/- 0,02 jednostki pH
Przewodność elektrolityczna właściwa [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	konduktometryczna	Pomiar powiązany z ręczną kompensacją temperatury, kalibrowanie przy użyciu roztworów wzorcowych	Czujnik konduktometryczny EPS-2ZA, konduktometr CC-215	1%
Potencjał redukcjno-oksydacyjny Eh [mV]	potencjometryczna	Pomiar siły elektromotorycznej elektrodą zespoloną chlorosrebrowo-platynową	Elektroda EptAgP-325W, pH-metr mikrokomputerowy CP-315M	+/- 1 mV

źródło: Ziulkiewicz 2006

3. Jon chlorkowy

Chlor stanowi niecałe 0,05% masy litosfery (Sapek 2009). W przyrodzie w stanie wolnym występuje tylko wyjątkowo - w gazach wulkanicznych (Gomółka i Szaynok 1997). Najczęściej pierwiastek ten występuje w formie nieorganicznej, jako anion chlorkowy (Cl^-) (Sapek 2009). W zasadzie chlor spotyka się w postaci związków (głównie z litowcami i berylłowcami) rozpuszczonych w wodzie morskiej bądź wchodzących w skład morskich złóż osadowych, rzadziej natomiast w postaci chlorków metali ciężkich (Ag, Cu, Pb). Do głównych minerałów chloru można zaliczyć: halit, karnalit, sylwinit, kainit, sylwit i in (Gomółka i Szaynok 1997).

Dzięki silnemu działaniu dysocjującemu wody oraz wyjątkowo dużej stałej dielektrycznej jest ona bardzo dobrym rozpuszczalnikiem dla związków polarnych, czyli większości związków nieorganicznych. Chlor łatwo zostaje uruchomiony, ponieważ niemal wszystkie chlorki są łatwo rozpuszczalne i ługowane przez wody (Polański i Smulikowski 1969). Wyjątek stanowią jedynie chlorki srebra, rtęci (I) i miedzi (I). Na skutek dobrej ich rozpuszczalności, głównie w postaci NaCl , KCl , MgCl_2 i CaCl_2 , oraz powszechnego występowania w przyrodzie, aniony te znajdują się we wszystkich wodach naturalnych. Nie ulegają w nich przemianom chemicznym ani biologicznym (Gomółka i Szaynok 1997). Chlor nie uczestniczy w procesach utleniania i redukcji oraz przeważnie nie bierze udziału w procesach wymiany jonowej (Macioszczyk i Dobrzyński 2002). Sprawia to, że jego stężenie nie ulega zmianie w typowym procesie oczyszczania ścieków (Dojlido 1995). Jon ten nie jest także sorbowany przez osady dennie wód powierzchniowych ani przez materiał glebowy (Sapek 2009). Zauważalna sorpcja chlorków może występować tylko przy bardzo niskim odczynie i dużej zawartości kaolinitu w glebie (Bartoszewicz 1979).

W glebie aniony chlorkowe poruszają się ok. 1,04 - 1,67 razy szybciej niż cząsteczki wody. Związane jest to z odpychającym działaniem na te aniony ujemnie naładowanych koloidów glebowych oraz szybszym ich ruchem w niewielkich porach w porównaniu z ruchem wody (Bartoszewicz 1979).

Jego właściwości sprawiają, że obecny jest w każdym elemencie (składowej) obiegu wody oraz szybciej, w porównaniu do innych pierwiastków i związków chemicznych, trafia do wszechoceanu lub jest wymywany do wód wglębnych, gdzie ulega koncentracji

(Sapek 2009). Obecnie ponad 75% ogólnej ilości chloru znajdującego się w hydrosferze i litosferze występuje w wodach oceanicznych (Macioszczyk i Dobrzyński 2002).

3.1. Źródła chlorków w przyrodzie

Chlorki występują we wszystkich organizmach żywych, w których sprawują ważną rolę w zachowaniu ciśnienia osmotycznego. W roślinach odgrywają podrzędną rolę - uważane są za mikroelement, natomiast w organizmach zwierzęcych stanowią składnik podstawowy (Sapek 2009). W środowisku chlorki mogą być pochodzenia naturalnego (geogenicznego) lub antropogenicznego. Naturalnym źródłem tych jonów jest np.: wietrzenie skał krzemianowych, subrozja (ługowanie) ewaporatów (Pazdro i Kozerski 1990), opad atmosferyczny (Sapek 2009) czy ingresje zasolonych wód morskich do warstw wodonośnych (Wons 2010). Na obszarach wulkanicznych w wodach juvenilnych może pochodzić z magmy lub ekshalacji wulkanicznej, natomiast w wodach reliktowych źródłem jonu chlorkowego są wody morskie dawnych epok geologicznych (Pazdro i Kozerski 1990). Antropogenicznymi źródłami chlorków są np.: eksploatacja solanek, zabiegi odwadniania kopalń, bytowa działalność człowieka, produkcja przemysłowa i rolna, odśnieżanie i odmrażanie dróg, opad atmosferyczny. Działalność człowieka zakłóca naturalny cykl krążenia chloru w przyrodzie, głównie w wyniku intensywnego jego wykorzystania w przemyśle i gospodarce (Macioszczyk i Dobrzyński 2002, Sapek 2009).

Stałym, aczkolwiek rozproszonym źródłem chlorków występującym na obszarze całego kraju jest opad atmosferyczny. Chlorki znajdujące się w atmosferze pochodzą głównie z rozpylania wody morskiej, unoszenia pyłów czy emisji kwasu solnego i chlorku amonu (Sapek 2009). Jony te dostają się więc do atmosfery w sposób naturalny lub w wyniku działalności człowieka. Największa zawartość anionu chlorkowego w wodzie opadowej występuje w strefie przybrzeżnej. Pochodząca z morza sól może dotrzeć z opadem nawet do 50 km w głąb lądu. Poza strefą wybrzeży zawartość chlorków w opadzie atmosferycznym wynosi najwyżej kilka, kilkanaście mg/dm^3 (Macioszczyk i Dobrzyński 2002). Wraz z mokrym opadem na powierzchnię terenu w Polsce dostaje się około 12 kg Cl/ha, a średnie stężenie chlorków w wodzie opadowej wynosi 3,1 mg Cl/dm^3 (Sapek 2009). W opadzie atmosferycznym na terenie Wielkopolski do gleby dostarczane jest około 6 kg Cl/ha rocznie (Bartoszewicz 1979). W roku hydrologicznym 2002 na obszarze województwa łódzkiego średnie stężenie jonów chlorkowych w wodzie opadowej wynosiło 1,33 mg/dm^3 . Całkowity ładunek chlorków wniesiony z mokrym opadem na powierzchnię terenu wynosił 13 373 tony,

co w przeliczeniu na ładunek jednostkowy daje wartość 7,34 kg Cl/ha (Twarowski i in. 2006). Oznacza to, że na obszarze województwa łódzkiego zawartość jonów Cl⁻ w wodzie opadowej jest niższa niż średnia krajowa, co przekłada się także na zmniejszony ładunek jednostkowy. W zlewni rzeki Dzierżąnej, która sąsiaduje od południa z obszarem występowania wysadu solnego, wartości te osiągnęły odpowiednio: 38 ton oraz 8,79 kg Cl/ha. W okolicy Rogóżna ładunek jednostkowy był nieco niższy – oscylował w przedziale 6,92 - 8,26 kg Cl/ha (Twarowski i in. 2006). Pewna część chlorków wnoszona jest także z suchym opadem. Szacuje się, że jest to około 25 - 30 % ilości znajdującej się w opadzie mokrym (Sapek 2009).

Istotnym źródłem wzbogacania wody w chlorki jest produkcja rolna. Chlorek sodu dodawany jest do pasz dla zwierząt, a w lasach czy pastwiskach jest ekspozowany dla zwierząt w postaci lizawek soli kamiennej. Nawozy potasowe stosowane są głównie w postaci chlorku potasu. Według Sapka (2009) z 1 kilogramem mineralnych nawozów potasowych wprowadza się do gleby około 0,75 kg chlorków. Każdego roku do gleby z nawozami przedostaje się bardzo duża ilość jonów chlorkowych pochodzenia antropogenicznego. Wartości te utrzymują się przeciętnie na podobnym poziomie. Ilość nawozów potasowych stosowanych w województwie łódzkim zbliżona jest do średniej krajowej. Wyjątek stanowi jedynie rok 2013 (tab.6). Poza nawozami mineralnymi w rolnictwie stosowane są nawozy naturalne, m.in.: gnojowica. Przeciętne stężenie anionów chlorkowych w gnojowicy wynosi ok. 1,04 g/dm³ (Sapek 2009).

Tabela 6. Roczne zużycie nawozów potasowych w Polsce i w województwie łódzkim w przeliczeniu na 1 ha użytków rolnych oraz ilość chlorków wprowadzona z nimi do gleby

		2010	2011	2012	2013
Polska	Ogólnie [kg/ha]	26,6	30,1	27,9	26,7
	Cl⁻ [kg/ha]	19,95	22,58	20,93	20,03
woj. łódzkie	Ogólnie [kg/ha]	26,7	31,2	25,9	41,0
	Cl⁻ [kg/ha]	20,03	23,4	19,43	30,75

źródło: opracowanie własne na podstawie <http://stat.gov.pl/>

Bezpośrednim, antropogenicznym źródłem jonu Cl⁻ jest wydobywanie soli kamiennej. Chlorek sodu jest podstawowym i niezbędnym dodatkiem pożywienia (Sapek 2009), który zmienia smak żywności i ją konserwuje (Dojlido 1995). Występuje on także w większości środków czystości. Chlorki spożyte oraz znajdujące się w środkach czystości prawie w całości trafiają do ścieków bytowych, natomiast te zawarte w niespożytej żywności i innych odpadach bytowych trafiają na wysypiska śmieci (Sapek 2009).

W celu utrzymania dobrej drożności dróg zimą, poszczególni zarządcy stosują różne środki mające na celu zapobieganie lub likwidację cienkich warstw lodu i śniegu. Generalna Dyrekcja Dróg Krajowych i Autostrad, która sprawuje pieczę nad najważniejszymi drogami w Polsce, ustala wytyczne zimowego utrzymania tych dróg (tab.7). Podstawowym materiałem

Tabela 7. Wydatki jednostkowe (dawki) materiałów do posypywania zapobiegawczego oraz likwidacji cienkich warstw lodu i śniegu

Rodzaj działalności i stan nawierzchni	Temperatura [°C]	Sól NaCl (sucha lub zwilżona) [g/m ²]	Mieszaniny NaCl z CaCl ₂ w proporcji 4:1 do 3:1 [g/m ²]	Mieszaniny NaCl z CaCl ₂ w proporcji 2:1 [g/m ²]	Materiały uszorstniające [g/m ²]
Zapobieganie powstawaniu: gołoledzi, lodowicy, szronu	> -2	do 15	-	-	-
	-3 ÷ -6	15 ÷ 20	-	-	
	-7 ÷ -10	20 ÷ 30	do 15	-	
	< -10	-	15 ÷ 20	-	
Zapobieganie przymarzaniu śniegu do nawierzchni	> -2	do 10	-	-	-
	-3 ÷ -6	10 ÷ 15	-	-	
	-7 ÷ -10	15 ÷ 20	do 15	-	
	< -10	-	15 ÷ 20	-	
Likwidacja: gołoledzi, szronu, cienkich warstw ubitego lub zlodowaciałego śniegu, pozostałości świeżego śniegu po przejściach pługów	> -2	do 20	-	-	60 ÷ 150
	-3 ÷ -6	20 ÷ 25	-	-	
	-7 ÷ -10	25 ÷ 30	do 20	-	
	< -10	-	20 ÷ 30	ok. 25	

źródło: Wytyczne zimowego utrzymania dróg 2006

wykorzystywanym do posypywania dróg jest chlorek sodu, występujący w postaci suchej lub zwilżonej, a także mieszaniny chlorku sodu z chlorkiem wapnia w różnych proporcjach (tab.7). Wydatki jednostkowe oraz wybór substancji odladzającej są zróżnicowane ze względu na temperaturę oraz rodzaj działalności i stan nawierzchni. Im niższa temperatura tym dawki wykorzystywane na powierzchnię 1m² są większe. Do temperatury ok. -7°C głównie stosuje się czysty chlorek sodu. Poniżej tej temperatury używa się mieszanin chlorku sodu z chlorkiem wapnia w różnych proporcjach. Związane jest to z temperaturą zamarzania roztworu chlorku sodu, która wynosi niecałe -7°C. Według nowej normy (PN-C-84081-2:1998) określenie „sól drogowa” zostało zniesione, jednocześnie nie są podane żadne

wymagania dla soli stosowanej w drogownictwie. Do materiałów zwiększających tarcie należą m.in.: piasek o frakcji do 2 mm, kruszywo naturalne o frakcji poniżej 4 mm, żużel kotłowy, i in. Nad drogami wojewódzkimi pieczę sprawują Zarządy Dróg Wojewódzkich. W województwie łódzkim występują dwa standardy zimowego utrzymania tych dróg: II i III. Określają one wymogi stanu utrzymania jezdni oraz dopuszczalny czas reakcji rozpoczęcia zwalczania warstw lodu i śniegu. II standard utrzymania zimowego przypada jedynie na niewielkie fragmenty dróg wojewódzkich przebiegające przez obszary miejskie. Poza miastami, na dominujących odcinkach tras, występuje standard III. Zarząd Dróg Wojewódzkich w Łodzi do zwalczania śliskości zimowej planował zgromadzić na sezon 2014/2015 14 057 ton soli. Na obszarze występowania wysadu solnego Rogóźno przebiegają dwie drogi wojewódzkie: 702 oraz 708. Pieczę nad nimi sprawuje Rejon Dróg Wojewódzkich w Łowiczu. Dla tego Rejonu planowano przeznaczyć 2 300 ton soli, czyli niecałe 17% całkowitych zasobów w województwie (Plan zimowego utrzymania dróg...2014).

Dla porównania w północno-wschodniej części Stanów Zjednoczonych Ameryki stosowano rocznie od 545 do 23 716 kg Cl/km², w wyniku czego w próbce spływu powierzchniowego w Chicago stężenie jonów chlorkowych wynosiło do 5,7 do 8,9 g/dm³. W przydrożnym śniegu w Brytyjskiej Kolumbii znajdowano średnio 4 g Cl/dm³ (Sapek 2009). Sól wykorzystywana w drogownictwie jest niekiedy źródłem makroelementów dla dzikiej zwierzyny, która w okresie zimowym posiada ich niedobory z uwagi na ograniczony dostęp do zasobów pokarmowych (fot.1).

W Polsce zrzuty zasolonej wody z kopalń są największym punktowym źródłem chlorków (Sapek 2009). W wodach kopalnianych wypompowywanych na powierzchnię w trakcie prowadzenia procesu odwadniania Kopalni Węgla Kamiennego „Piast” znajduje się średnio 45,5 g Cl/dm³ (Wykorzystanie energii wód...). Przeciętne stężenie anionu chlorkowego w wodach dołowych odprowadzanych kolektorem „Olza”, po otwarciu nowego spustu w 2004 roku, wynosi 19 g/dm³. Średnią graniczną wartość określono w pozwoleniu wodno-prawnym na 22,56 g Cl/dm³. Od 2004 roku wody z kolektora „Olza” bezpośrednio uchodzą do Odry. Przyczyniło się to do poprawy rzek w rejonie Śląska Cieszyńskiego (Swolkień 2007), natomiast na Odrze zaobserwowano wzrost PEW oraz stężeń chlorków (ryc.25, tab.26).



Fot. 1. Ekologiczny aspekt zimowego utrzymania dróg w Polsce

źródło: <http://bi.gazeta.pl>

3.2. Chlorki w wodach powierzchniowych i podziemnych

Chlorki w wodach powierzchniowych występują powszechnie, lecz w różnych stężeniach. Największe ich zagęszczenie występuje w wodzie oceanicznej - ok. $19,8 \text{ g/dm}^3$ (Macioszczyk i Dobrzyński 2002). Jest ono przeciętnie 2200 razy większe niż w wodzie rzecznej, które wynosi około $8,6 \text{ mg/dm}^3$. Wartość tą można przyjąć jako tło w odniesieniu do wód słodkich (Sapek 2009). W Polsce wymagania dotyczące dopuszczalnych stężeń tych anionów w wodach powierzchniowych i podziemnych określają Rozporządzenia Ministerstwa Środowiska. Obowiązujące Rozporządzenie Ministra Środowiska z 2014 roku, w porównaniu do Rozporządzenia z 2004 roku, mniej precyzyjnie określa jakość wód powierzchniowych w oparciu o chlorki. Podniesione zostały, w przypadku I klasy nawet o 100%, dopuszczalne stężenia graniczne klasyfikujące wodę do danej klasy jakości. Poniekąd nastąpił tym samym powrót do wcześniejszego rozporządzenia z 1991 roku (tab.8).

Chlorki występują powszechnie we wszystkich rodzajach wód podziemnych (Macioszczyk i Dobrzyński 2002). W wodach płytkich jon chlorkowy towarzyszy zawsze jonom sodu i potasu, natomiast w głębinowych związany jest przeważnie z jonami wapnia i magnezu (Pazdro i Kozerski 1990). W warunkach naturalnych wraz z głębokością obserwuje się wzrost stężenia chlorków, zgodny ze wzrostem mineralizacji wody.

Chlorki są bardzo dobrym wskaźnikiem antropogenicznego zanieczyszczenia wód podziemnych na obszarach wiejskich i miejskich (Macioszczyk i Dobrzyński 2002). Obowiązujące od 2008r. Rozporządzenie w tej sprawie, w porównaniu do wcześniejszych,

podwyższa graniczną zawartość chlorków w wodzie I klasy. Bardziej restrykcyjne jest natomiast przy klasyfikowaniu wody do II, III i IV klasy (tab.9).

Tabela 8. Graniczne stężenia chlorków w danej klasie jakości wód powierzchniowych

Nazwa wskaźnika jakości wód		Wartość normatywna dla klasy:				
		I	II	III	IV	V
chlorki (mg/dm ³)	RMS ¹ 2014	≤ 200	≤ 300	wartości granicznych nie ustala się		
	RMS 2004	100	200	300	400	>400
	RMS 1991 ²	≤ 250	≤ 300	≤ 400	-	-

¹ - Rozporządzenie Ministra Środowiska;

² - obowiązywała wówczas trzystopniowa klasa czystości

źródło: Rozporządzenia Ministra Środowiska z 1991r, 2004r, 2014r.

Tabela 9. Graniczne stężenia chlorków w danej klasie jakości wód podziemnych

Element fizykochemiczny		Wartości graniczne w klasach I-V:				
		I	II	III	IV	V
chlorki (mg/dm ³)	RMS ¹ 2008	60	150	250	500	> 500
	RMS 2004	25	250	300	500	>500
	PRL ²	30 (50)	300	300	600	-

¹ - Rozporządzenie Ministra Środowiska;

² - Polska Rzeczpospolita Ludowa (brak danych odnośnie roku)

źródło: Macioszczyk 1987, Rozporządzenie Ministra Środowiska z 2004r, 2008r.

W latach 1990 - 2007 ładunek chlorków wnoszony rocznie do środowiska w Polsce z różnych źródeł wynosił około 5 mln ton. Podobna wartość została odprowadzona z obszaru Polski do Morza Bałtyckiego. Taka ilość anionów Cl⁻ stanowi 23% ogółu substancji rozpuszczonych odpływających rzekami z Polski do morza (Sapek 2009).

Obecność chlorków w wodzie pitnej nadaje jej smak: słony w przypadku chlorku sodu, niekiedy już przy stężeniach 200 mg/dm³ (Dojlido 1995), lub słono-gorzki przy współwystępowaniu z nimi jonów wapnia, magnezu lub amonowych (Macioszczyk i Dobrzyński 2002). W przypadku, gdy wodna zawiera znaczne ilości wapnia i magnezu, słony smak nie jest wyczuwalny nawet przy stężeniach powyżej 1 g/dm³ Cl⁻ (Dojlido 1995). Zawartość omawianych anionów w wodzie już w ilościach 100 mg/dm³ powoduje agresywne jej oddziaływanie na beton czy żelazo, zwłaszcza jeżeli występują w niej również kationy sodu, potasu czy magnezu (Macioszczyk i Dobrzański 2002).

4. Warunki geologiczne w rejonie wysadu solnego Rogózno

Północna część województwa łódzkiego położona jest w obrębie dwóch jednostek platformy paleozoicznej: wału środkowopolskiego oraz niecki łódzkiej. Podłoże platformy zostało skonsolidowane podczas fałdowań kaledońskich i waryscyjskich. Najstarsze rozpoznane skały w północnej części województwa to utwory cechsztyńskie (Turkowska 2001).

4.1. Formacje cechsztyńskie

Cechsztyńska formacja solonośna występuje pod powierzchnią około 60% naszego kraju. Stanowi ona wschodnią część cechsztyńskiego basenu środkowoeuropejskiego (Kasiński i in. 2009). Na obszarze Niżu Polskiego struktury solne zajmują stosunkowo dużą powierzchnię. Platformę prekambryjską od znacznie młodszej platformy paleozoicznej oddziela strefa tektoniczna Teisseyre'a-Tornquista o przebiegu NW-SE. Badania geofizyczne stwierdziły bardzo dużą grubość skorupy ziemskiej w obrębie strefy TT (Tarka 1992).

Na przełomie paleocenu i eocenu nastąpiło wypiętrzenie wału środkowopolskiego. Ruchy dźwigające przyczyniły się do kształtowania antyklinorium, z którym związane są słupy solne. Struktury salinarne występują przy południowo-zachodnim skrzydle wału, które jest najsilniej pocięte dyslokacjami. Z dyslokacji tych korzystały przebijające się masy solne (Stelmaszczyk 1972).

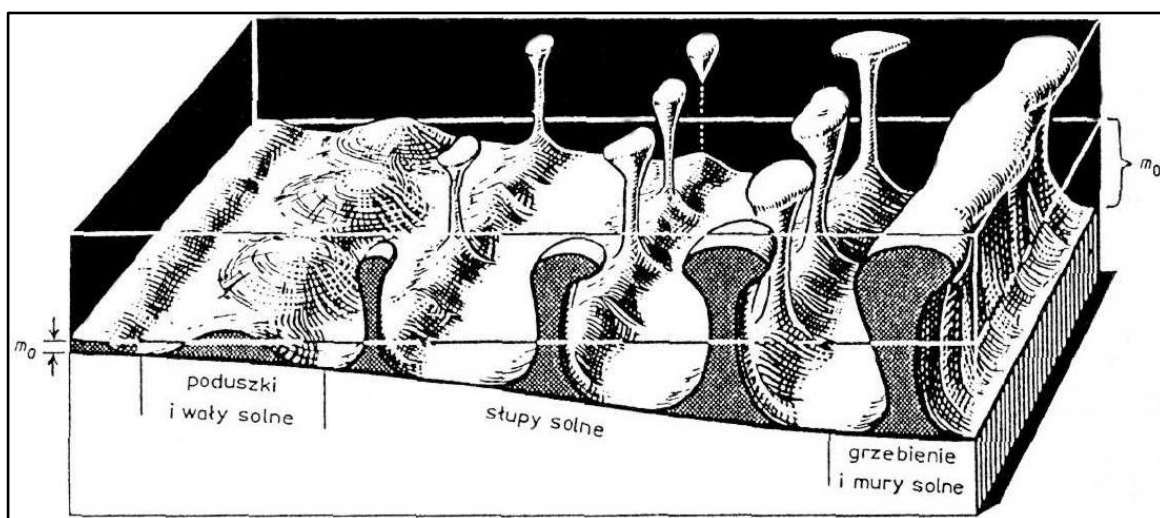
Na Niżu Polskim cechsztyń reprezentowany jest głównie przez osady morza epikontynentalnego. W tym okresie nastąpiła kilkukrotna transgresja morza, na co wskazuje wyraźna cykliczność w sedymentacji osadów cechsztyńskich, które zostały podzielone na 4 piętra (cyklotemy): najstarsze - Werra, następnie Stassfurt, Leine, i najmłodsze - Aller. Zmienność facjalna związana jest ze wzrostem stężenia soli w wysychającym i kurczącym się morzu, a więc odzwierciedla kolejność (łatwość) wytrącania się ewaporatów. W pierwszej kolejności wytrącają się bowiem minerały skał siarczanowych i węglanowych: gipsy, anhydryty, dolomity i wapienie. Następnie krystalizują sole kamienne, a na końcu, przy bardzo dużym stężeniu wody morskiej wytrącają się sole potasowo-magnezowe (Mizerski 2009).

W polskiej części zagłębia cechsztyńskiego, ze względu na zmienność facjalną, wyróżnia się 3 pola facjalne:

- facja węglanowo-siarczanowa - zajmuje największą powierzchnię, lecz ku centralnej części zbiornika pogrąża się coraz głębiej pod utwory które krystalizowały później;
- facja chlorkowa bez soli magnezowo-potasowych - zajmuje nieco mniejszą powierzchnię niż facja węglanowo-siarczanowa;
- facja chlorkowa z solami magnezowo-potasowymi - zajmuje najmniejszą powierzchnię, występuje jedynie w części centralnej zbiornika sedymentacyjnego (Stelmaszczyk 1972).

Tektonika solna dzieli się na zewnętrzną i wewnętrzną. Tektonika zewnętrzna określa stosunek złóż soli do skał otaczających. Można wyróżnić złoża zalegające zgodnie, czyli takie, które nie przebiły skał otoczenia, oraz złoża zalegające niezgodnie, które przebiły skały nadkładu. Do złóż zalegających zgodnie zalicza się różnego rodzaju pokłady, soczewki, antykliny, kopuły, synkliny i niecki solne. Natomiast złoża zalegające niezgodnie tworzą intruzje szczelinowe, złoża bezkorzeniowe, lodowce solne, diapirowi fałdy solne oraz właściwe wysady solne (www.geol.agh.edu.pl).

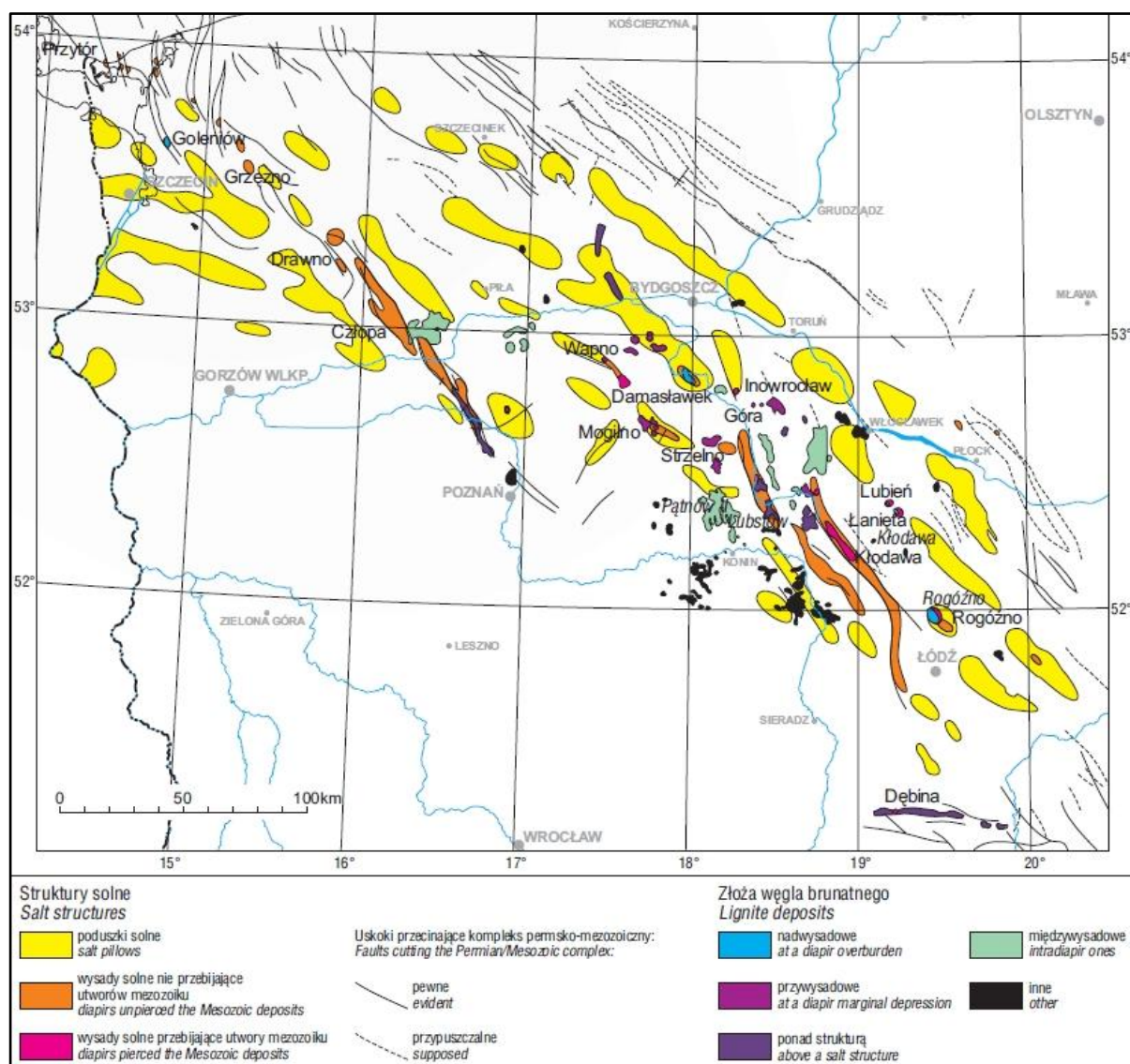
Zależność energii i stylu halokinezy od pierwotnej miąższości kompleksu solnego wpływa na rodzaj powstałego złoża solnego. Do typowych struktur salinarnych (będących przejawem tektoniki solnej) możemy zaliczyć: poduszki solne, wały solne (ciała nie przebijające się przez utwory nadległe) oraz wysady solne (ciała przebijające się przez utwory nadległe) (ryc.1). W nomenklaturze naukowej istnienie wiele terminów (poniekąd synonimów) wykorzystywanych zamiennie na określenie wysadu solnego. Można mówić o pniach, słupach, grzebieniach, murach, diapiarach czy egzematach solnych (www.geol.agh.edu.pl).



Ryc. 1. Typowe struktury salinarne

źródło: www.geol.agh.edu.pl

Cechą charakterystyczną struktur solnych występujących w Polsce Centralnej jest ich strefowość. W środkowej części występują grzbiecie i słupy solne, które otoczone są strefą wałów i poduszek (ryc.2). W rejonach brzeżnych znajduje się obszar struktur plakantyklinalnych². W Polsce tylko 11 diapirów przebiło się całkowicie przez nadległe utwory mezozoiczne. Są to: Damasławek, Dębina, Góra, Inowrocław, Izbica Kujawska, Kłodawa, Lubień, Łanięta, Mogilno, Rogóźno i Wapno. Występują one w obrębie niecki mogileńskiej i wału kujawskiego (Kasiński i in. 2009).



Ryc. 2. Rozmieszczenie struktur solnych na Niziu Polskim

źródło: Kasiński i in. 2009

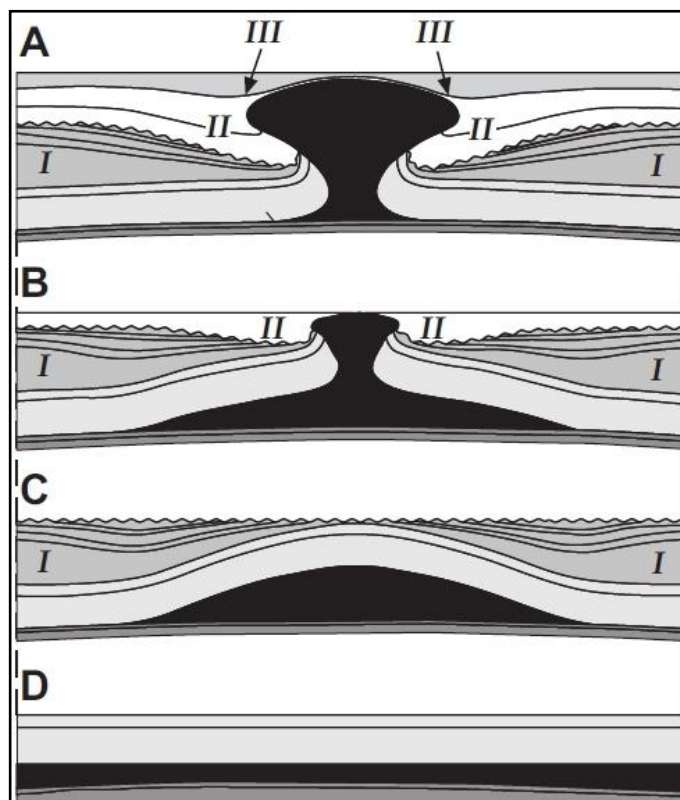
² Plakantykлина - podniesione struktury o niesolnej genezie. Najczęściej są to krótkie brachyantykliny (czyli antykliny, których szerokość w przybliżeniu odpowiada długości) często zaburzone podłużnymi uskokami.

Pierwsze struktury solne na świecie rozpoznano w II poł. XIX wieku. Do tej pory, po około 150 latach badań ciał solnych, nie wysunięto jednoznacznej teorii odnośnie ich powstawania. Pomimo wciąż niedostatecznej znajomości reologii soli, należy stwierdzić, że sól w porównaniu do innych skał jest bardziej podatna na ciśnienie, w jej deformacji nadrzędną rolę odgrywa płynięcie, a właściwości silnie modyfikuje temperatura i obecność wody (Tarka 1992).

Na terenie Polski występują złoża solne uformowane w dwóch okresach geologicznych. Na obszarze Niżu Polskiego występują starsze - permskie złoża solne, powstałe w cechszynie, natomiast w zapadlisku przedkarpackim formacja salinarna pojawiła się w jednej z epok neogenu - miocenie. Te dwa różne wiekowo złoża ewaporatów tworzyły się w zupełnie odmiennym środowisku przy splocie innych czynników sprawczych (<http://surowce-chemiczne.pgi.gov.pl>).

Jednym z autorów klasycznej koncepcji tektoniki solnej jest F. Truisheim. Niemiecki badacz w 1957 roku podzielił tektonikę solną na halokinezę, czyli samoistny ruch soli ku górze pod wpływem grawitacji, rozpoczynający się po osadzeniu dostatecznej miąższości warstw soli i skał nadkładu, oraz halotektonikę - ruch mas solnych wywołany siłami tektonicznymi. Według badań Truisheima ruch soli w NW Niemczech rozpoczął się po osadzeniu około 800 - 1000 metrowej miąższości soli oraz od 1200 do 1500 metrów miąższości nadkładu. Rozwój ciał solnych odbywa się w trzech stadiach: poduszkowym, diapirowym i późnodiapirowym (wysadowym) (ryc.3). W Polsce pogląd ten spopularyzował m.in.: J. Sokołowski w 1966 roku w odniesieniu to struktur solnych występujących na Niżu Polskim. W stadium poduszkowym, w wyniku ruchów soli, począwszy od jury środkowej przez jurę górną do kredy wykształcały się fałdy o osiach poziomych skierowanych promieniście ku wypiętrzającej się strukturze solnej. Podczas stadium diapirowego wewnątrz tworzącego się wysadu masy soli przemieszczały się pionowo. W efekcie cała struktura wypiętrzała się ku górze, natomiast poszczególne części wysadu poruszały się w całości niezależnie od siebie. Ponadto wielu badaczy jest zwolennikami poglądu, iż w wypiętrzającym się masywie solnym poszczególne jego części poruszają się w różnym tempie. Najsilniejsze przekształcenia zachodzące w stadium diapirowym występowały w górnej kredzie oraz dolnym trzeciorzędzie (paleogenie). W stadium późnodiapirowym (wysadowym), w wyniku poziomych nacisków tektonicznych, nastąpiła przebudowa wysadu. Najsilniejsze przekształcenia wewnątrz wysadów następowały na przełomie paleocenu i eocenu. Ostatnie, niewielkie modyfikacje tektoniczne, dokonały się po ustaniu głównych pionowych

ruchów soli w czwartorzędzie, na skutek odprężeń po ustąpieniu lądolodu, które trwają do czasów współczesnych (Tarka 1992).



D - etap początkowy przed ruchami soli, C - stadium poduszkowe, B - stadium diapirowe, A - stadium postdiapirowe (wysadowe)

Ryc. 3. Stadia powstawania wysadów

źródło: Vendeville 2002

Na dynamikę terenu w obrębie wysadu solnego i jego otoczenia wpływa wiele, zwykle bardzo złożonych, czynników. Za wypiętrzanie lub osiadanie terenu decydują między innymi: litologia, właściwości plastyczne kompleksu solnego (zjawisko „płynięcia” w obrębie osadów salinarnych), skomplikowana budowa wewnętrzna wysadu, odnawianie starych założeń tektonicznych czy stan naprężeń regionalnych w otoczeniu wysadu (Piątkowska i in. 2012).

Wilkosz (2006) bardzo dokładnie scharakteryzował rozwój struktury salinarnej „Mogilno”. Przebiegała ona w trzech stadiach, podobnie jak opisywał to Vendeville (2002): pod koniec stadium poduszkowego wysokość struktury wynosiła ok. 1100-1400 m, a średnia prędkość wznoszenia się struktury oszacowano na 0,012-0,015 mm/rok. W stadium diapirowym średnia prędkość ruchów halokinetycznych wynosiła 0,014-0,018 mm/rok, co spowodowało wydźwignięcie się struktury o ok. 3925-4875 metrów. W stadium postdiapirowym, trwającym do chwili obecnej, prędkość ruchów halokinetycznych waha się od 0,005 do 0,1 mm/rok. Struktura solna od późnego eocenu, a więc od czasów przebiccia

się grzebienia solnego przez osady mezozoiczne, podniosła się o ok. 200-230 metrów. Od momentu przebicia się struktury salinarnej przez skały mezozoiczne nastąpiło gwałtowne spowolnienie prędkości ruchów halokinetycznych. Natomiast po ustąpieniu zlodowaceń plejstocenijskich tempo dźwigania wysadu znacznie wzrosło. Szacuje się, że średnia prędkość postglacialnego wznoszenia wysadu w Wapnie wynosi do 1 mm/rok.

Ewolucja każdej struktury solnej zachodzi w sposób indywidualny. Nie można zatem ekstrapolować wartości prędkości ruchów halokinetycznych i przedziałów czasowych stadiów rozwojowych danej struktury na wszystkie inne ciała solne w obrębie danego basenu (Wilkosz 2006).

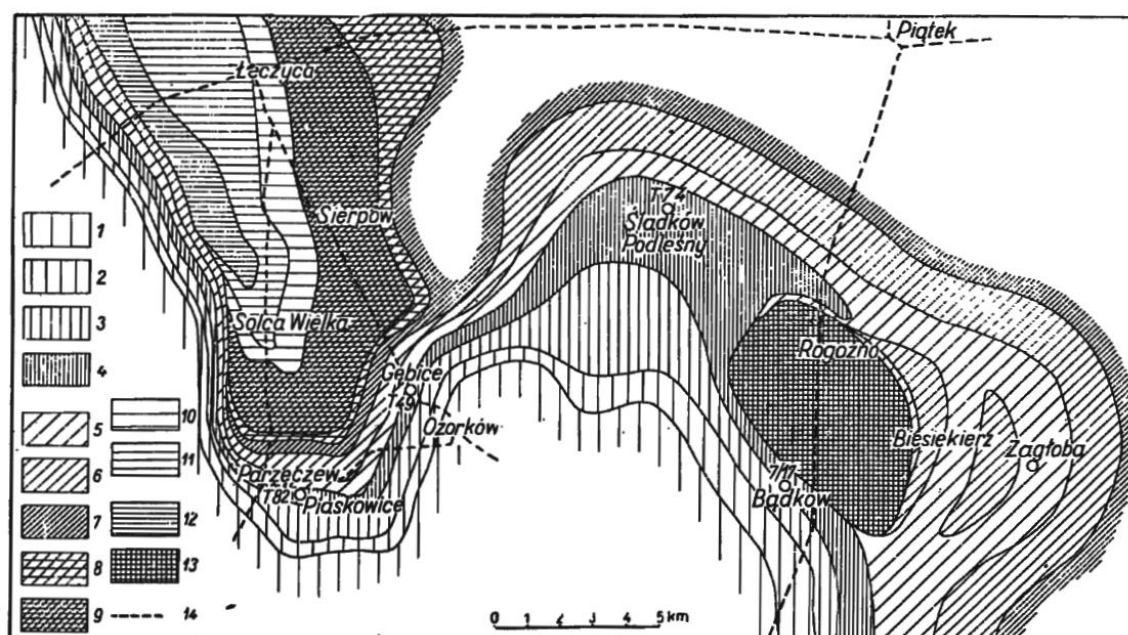
Na świecie tempo dźwigania struktur solnych jest bardzo zróżnicowane. Średnia wartość dla niemieckich wysadów solnych wynosi około 0,3 mm/rok. Diapir solny na szelfie Zatoki Meksykańskiej przyrastał w tempie około 0,75 mm/rok. Najszybsze dźwiganie notuje się w wysadzie Mount Sedom w Izraelu, które wynosi średnio 3-4 mm/rok (Tarka 1992).

Pierwsze wysady solne na Niżu Polskim odkryto w 1871 roku w Inowrocławiu i Wapnie. Tę datę przyjmuje się za początek badań nad strukturami solnymi na tym obszarze (Tarka 1992). W początkowym okresie sól z wysadu w Inowrocławiu pozyskiwano z solanki wydobywanej otworami. Produkcja solanki polegała na szczyrpywaniu jej ze zwierciadła solnego i szczytowej części złoża. Ten sposób eksploatacji soli miał miejsce do 1934 roku (Poborska-Młynarska 1984).

4.2. Wysad solny w Rogóźnie

Wysad solny w Rogóźnie położony jest w obrębie antyklinorium kujawskiego. Powstał on, podobnie jak synklinorium łódzkie, w efekcie wielkopromiennych fałdowań podczas starszych faz orogenezy alpejskiej oraz halotektoniki. Bezpośrednim wynikiem ruchów halotektonicznych były deformacje pokładów soli cechsztyńskich i wyciśnięcie ich w formie wysadów i poduszek solnych (ryc.4) (Turkowska 2001). Ostateczne uformowanie antyklinorium środkowopolskiego związane jest z ruchami tektonicznymi fazy laramijskiej pod koniec okresu kredowego (Stelmaszczyk 1972).

Historię prac prowadzonych w okolicy Rogózna przedstawiono w tabeli 10. Diapir ten, w porównaniu do innych wysadów znajdujących się na Niżu Polskim, odkryto stosunkowo późno (Tarka 1992).



1-turon, 2-szmer, 3-senon, 4-alb środkowy i górny, 5-cenoman, 6-barem+apt+alb dolny, 7-walanżyn+hoteryw, 8-purbek, 9-bonon, 10-kimeryd, 11-astart, 12-oksford+raurak, 13-baton+kelowej, 14-wezul, 15-aalen+bajos, 16-cechsztyń, 17-drogi bite.

Ryc. 4. Mapa geologiczna obszaru Ozorków-Rogóżno

źródło: Marek 1957

Tabela 10. Historia badań w rejonie Rogóżno

1936 - 1939	odkrycie wysadu badaniami grawimetrycznymi – Rosłowski i Samsonowicz w ramach prac PIG zbierali materiały do mapy hydrogeologicznej arkusza Łódź w skali 1:300 000.Prace zostały zatrzymane z powodu wybuchu wojny;
1940 - 1944	prace badawcze prowadzone przez Niemców;
1948 - 1949	wykonanie pierwszego głębokiego odwiertu Rogóżno PIG-I o głębokości 496 metrów, który osiągnął utwory solne, a następnie kolejnych wierceń: Władysławów PIG-II i Wola Branicka PIG-I;
1949 - 1953	wiercenia badawcze za węglem brunatnym;
1955 - 1956	wykonanie kilkunastu wierceń celem skartowania geologicznego starszego podłoża w otoczeniu wysadu;
1958 - 1959	dalsze prace badawcze za węglem brunatnym. Na podstawie szeregu wierceń ustalono zasoby węgla w kategorii C ₂ ;
1960 - 1961	wykonanie około 160 odwiertów w celu przeklasyfikowania zasobów węgla do kategorii C ₁ ;
1960	opracowanie przez Z. Wernera projektu badań na wykonanie 12 otworów o głębokości około 500 metrów w celu skartowania zwierciadła solnego;
1961 - 1962	realizowanie projektu Z. Wernera.

źródło: opracowanie własne na podstawie: Dębski i in. 1963, Macher i Konasiewicz 1965, Stelmaszczyk 1972

Początkowe prace wiertniczo-rozpoznawcze za węglem brunatnym w rejonie Rogóżna uległy zahamowaniu po 1954 roku. Powołano się wówczas na ekspertyzę niemiecką, która uznała eksploatację odkrywkową za nieekonomiczną. W tym okresie czynniki państwowe przychyliły się raczej do budowy 1-2 kopalń podziemnych celem eksploatacji jedynie górnej serii węglowej (Podemski 1963).

Po zrealizowaniu projektu Z. Wernera nieco zmniejszono zarys wysadu solnego otrzymanego z pomiarów grawimetrycznych. Z 12 otworów „solnych” trzy, znajdujące się w północno-zachodniej części grawimetrycznego zarysu wysadu, nie natrafiły na sól. Po przewierceniu czwartorzędu, trzeciorzędu i czapy weszły w utwory mezozoiczne (wapienie malmu) (Stelmaszczyk 1972).

Wysad solny Rogóżno jest jądrem struktury antyklinalnej, która otoczona jest utworami mezozoicznymi. Od północnego-wschodu wysad graniczy z utworami jury, a od południowego-zachodu z kredą. Antyklina Rogóżna ciągnie się w kierunku SE aż do Justynowa, gdzie w jądrze, poza omawianym wysadem, występuje także szereg wałów i poduszek solnych (ryc.2). Egzemat w Rogóźnie jest drugim co do wielkości rozpoznanym wysadem w Polsce. Charakteryzuje się stosunkowo głębokim występowaniem zwierciadła solnego oraz znaczną miąższością czapy wysadu. W odróżnieniu od innych opisanych wysadów, diapir w Rogóźnie cechuje się przechyleniem pnia solnego ku północnemu-wschodowi, a nie jak w innych przypadkach – w stronę zachodnią (tab.11).

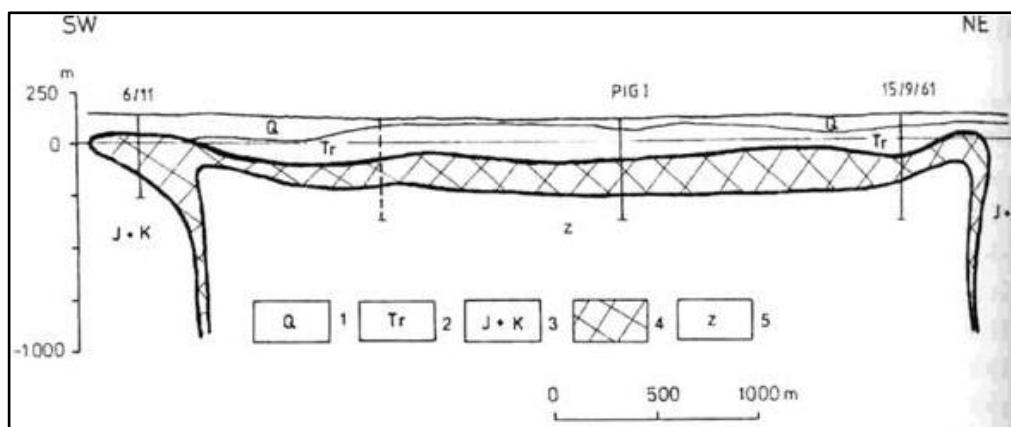
W planie poziomym wysad ma kształt zbliżony do elipsy (ryc.6, zał.2) o dłuższej osi biegnącej w kierunku NW-SW, a więc mniej więcej równoległej do osi Antyklinorium Środkowopolskiego. W przekroju pionowym struktura przypomina kowadło, ponieważ w części północno-zachodniej czapa wysadu przykrywa młodsze utwory mezozoiczne tworząc przewieszkę (ryc.5) (Stelmaszczyk 1972).

Tabela 11. Charakterystyka wybranych wysadów solnych Niżu Polskiego

	Inowrocław	Kłodawa	Damasławek	Lubień	Góra	Dębina	Łanięta	Rogóżno
kształt/rozmiary wysadu (km)	elipsa 2,0 x 1,0	elipsa 26,0 x 2,0	elipsa 4,5 x 3,0	koło r ~ 2,0	koło r ~ 1,0	elipsa 0,5 x 0,65	koło r ~ 3,5	owal 6,7 x 4,1
głębokość zwierciadła solnego (m p.p.t.)	122,0 - 366,0	100,0 - 350,0	448,0 - 486,0	303,0 - 441,6	101,0 - 704,6	169,3 - 215,0	235,4 - 282,5	325,0 - 427,0
przechylenie pnia solnego	z E na W	ku SW	b.d.	z SE na NW	b.d.	b.d.	b.d.	z SW na NE
spąg cechsztynu (wysokość wysadu) (km p.p.t.)	ok. 6	ok. 7	ok. 6	b.d.	b.d.	b.d.	ok. 6,5	ok. 6,2
grubość czapy wysadu (m)	17,0 - 318,5	100,0 - 150,0	210,0 - 240,0	81,5 - 169,0	1,0 - 116,3	10,0 - 70,0	29,6 - 241,4	12,8 - 286,3

b.d. - brak danych

źródło: opracowanie własne na podstawie: Prochazka 1970, Stelmaszczyk 1972, Tarka 1992, Seweryn i in. 2004, Kasiński i in. 2009



1 - czwartorzęd, 2 - trzeciorzęd, 3 - jura+kreda, 4 - czapa iłowo-gipsowa, 5 - seria solna

Ryc. 5. Uproszczony przekrój geologiczny przez wysad Rogóżno

źródło: <http://surowce-chemiczne.pgi.gov.pl>

4.2.1. Pień solny

Prawdopodobnie schemat budowy wnętrza wysadu w Rogóżnie jest zbliżony do innych wysadów - sole starsze znajdują się w centrum a utwory młodsze w strefach brzeżnych. Sole kamienne w złożu Rogóżno zawierają surowiec o zawartości około 97,8% NaCl, a zasoby do głębokości 1000 m oszacowano na 8,6 mld ton (<http://surowce-chemiczne.pgi.gov.pl>). Struktura solna ma objętość około 120 km³ (Tarka 1992).

4.2.2. Czapa wysadu

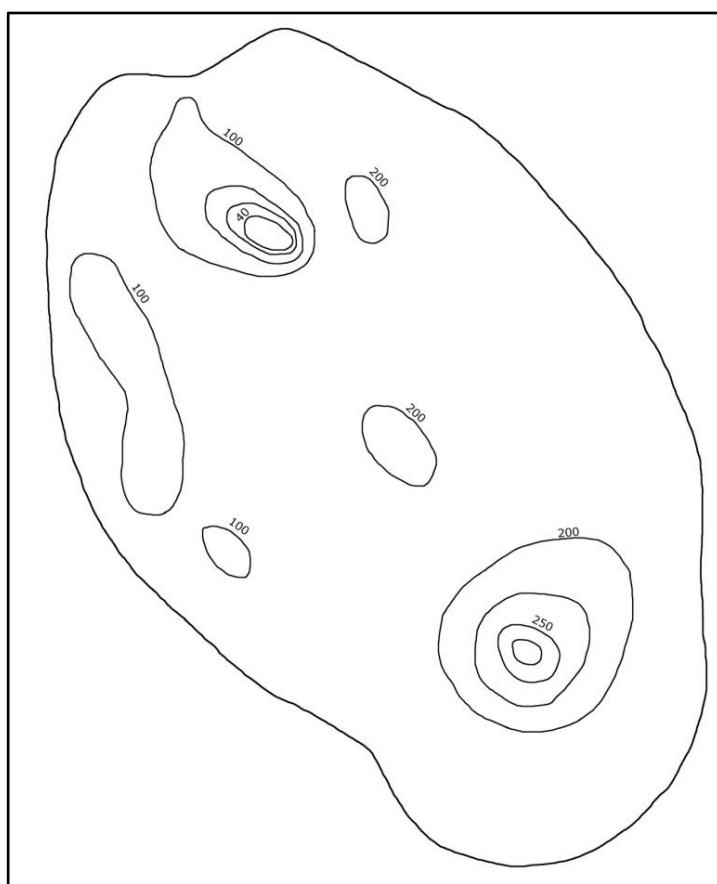
Czapa wysadu powstaje w wyniku subrozji, która rozwija się w górnych częściach wysadu solnego. Subrozja jest procesem podziemnego ługowania skał lub ich składników rozpuszczalnych w wodzie (w tym przypadku skał solnych) oraz wynoszenia ich w postaci roztworów poza złożo. Wody biorące udział w tym procesie najczęściej pochodzą z otaczających wysad poziomów wodonośnych lub są wodami infiltrującymi z warstw nadległych. Jednocześnie w wyniku sufozji następuje mechaniczne wymywanie cząstek mineralnych i osadzanie ich w rozługowanych pustkach. Sukcesywne ługowanie szczytowych części złoża solnego prowadzi do względnego wzbogacenia ich w nierozpuszczalne lub słabo rozpuszczalne skały. W ten sposób tworzy się nad zwierciadłem solnym eluwalne złożo iłowo-gipsowe, czyli czapa wysadu. Wyróżnia się dwa zasadnicze rodzaje czapy na wysadzie solnym, tj. czapę gipsową oraz czapę ilastą. Czapa gipsowa podatna jest na rozwijanie się w niej procesów krasowych, natomiast ilasta zwietrzelina jest niepodatna (lub w bardzo

niewielkim stopniu) na krasowienie. Typowa czapa gipsowa jest kompleksem skał gipsowo-anhydrytowych, w których rozwijają się struktury krasowe, np. kawerny, szczeliny, itp. Jest to utwór wyraźnie oddzielający się od zwierciadła solnego. Głębokość, na jakiej wody słodkie zaczynają przechodzić w solankę jest poziomem, poniżej którego występuje strefa aktywnego ługowania. Krążące w niej roztwory rozpuszczają resztki soli kamiennej i gipsy. W górnej części czapy nie występują pustki krasowe. Czapa gipsowa nabiera w tej partii charakteru niejednorodnej skały zwięzłej. Związane jest to z wypełnianiem pustek i szczelin krasowych materiałem ilastym oraz piaszczystym nanoszonym przez wody z przyległych horyzontów wodonośnych oraz wód infiltracyjnych. Materiał ten, osadzając się w skrasowiałej czapie, uszczelnia ją. Natomiast nasilone rozwijanie się pustek krasowych w partiach środkowych i spągowych czapy jest skutkiem zwiększonej rozpuszczalności gipsu w solance (Poborska-Młynarska 1984). Także anhydryt, który jest odporny na działanie wody, w roztworach NaCl łatwo ulega rozpuszczaniu. Z kolei rozpuszczalność węglanu wapnia w roztworze wodnym chlorku sodu wzrasta wraz ze stężeniem soli, osiągając wyraźne maksimum przy zawartości 11,06g NaCl /100g H₂O. Jednak, spośród różnych soli, najkorzystniej na rozpuszczalność CaCO₃ wpływa Na₂SO₄. W roztworach wodnych siarczanu sodowego rozpuszcza się około trzykrotnie większa ilość węglanu wapnia niż w roztworze NaCl. Można zatem przyjąć, że obydwie sole brały (biorą) czynny udział w rozpuszczaniu węglanu wapnia w skałach ilastych nadkładu oraz gipsu i anhydrytu (Prochazka 1970).

Czapa wysadu zaczyna tworzyć się w momencie, w którym zwierciadło solne znajduje się w strefie aktywnego krążenia wód podziemnych. Oznacza to, że wiek czapy nie jest tożsamy z wiekiem soli, ale z wieloetapowym procesem późniejszego jej rozpuszczania. Jedynie niewielka część materiału tworzącego czapę może mieć wiek permski. Przyrasta ona od dołu. Pierwotne komponenty litologiczne stropu czapy są zazwyczaj starsze niż składniki jej spągowej części (Jaworska i in. 2010).

Mięszość czapy nad wysadem solnym Rogóźno jest zróżnicowana - od 12 cm w części północnej (otwór H4) do około 286 m w części południowo-wschodniej (otwór Wola Branicka PIG-I) (Stelmaszczyk 1972). Te dwie skrajne wartości stanowią pewne „enklawy” przy względnie regularnej, jednorodnej mięszości residuum (ryc.6). Podstawowymi składnikami czapy wysadu solnego w Rogóźnie są: ility, ility użylone gipsem (rzadziej iłowcowe), gipsy (na ogół ilaste, nierzadko użylone selenitem), skały gipsowo-anhydrytowe (będące sedymentem przejściowym anhydrytu w gips), anhydryty ciemnoszare, ilaste, anhydryty jasnoszare, niebieskawe (zbite, bez widocznych zanieczyszczeń ilastych) oraz piaskowce anhydrytowe, które występują raczej podrzędnie, w najniższych partiach

czapy typu gipsowo-anhydrytowego (Jaworski 1962). W części centralnej stwierdzono czapę gipsowo-anhydrytową (wraz ze wszystkimi wspomnianymi powyżej odmianami tych minerałów), natomiast w częściach brzeżnych wykształcona jest ona w postaci ilów i gipsów (ryc.7) (Charysz 1962). Zróznicowanie czapy może mieć związek z różnorodnością litologiczną pnia solnego (sole ilaste, sole kamienne, anhydryt, itp.), lub, co jest bardziej prawdopodobne, ma związek z dopływem wody z zawodnionych utworów mezozoicznych otaczających wysad, przyczyniających się do silniejszego ługowania soli czy uwodnienia anhydrytu. Nad tym egzemplarzem solnym czapa rozwijała się głównie w trzeciorzędzie (Stelmaszczyk 1972).

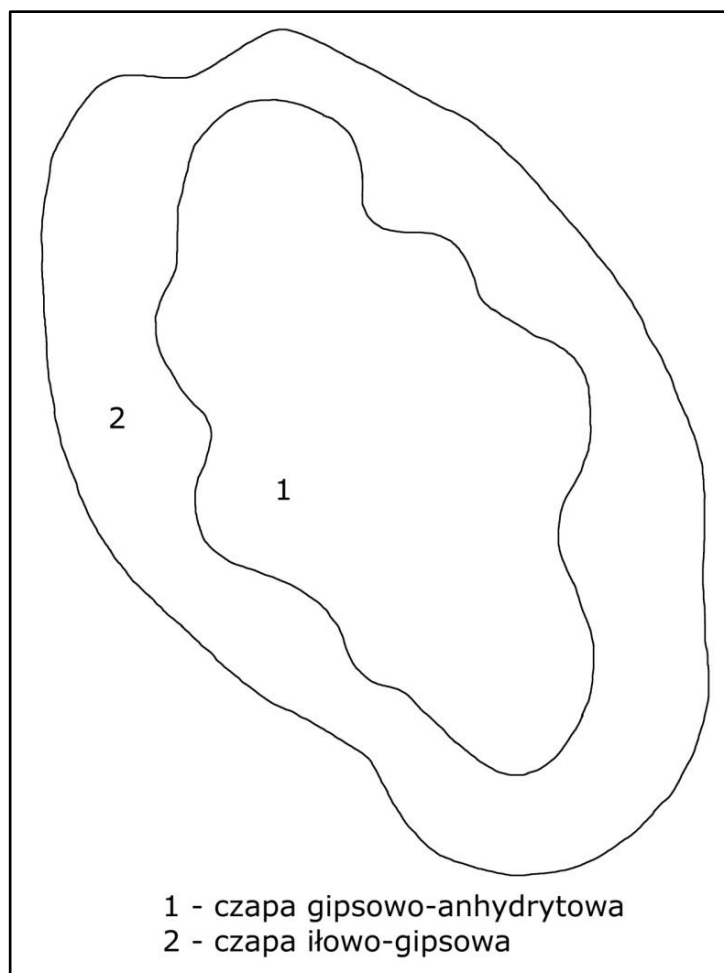


Ryc. 6. Mapa miąższości czapy w granicach wysadu na gł. 600 m

źródło: Charysz 1962

W czapie gipsowo-anhydrytowej na dużą skalę rozwinęły się procesy krasowe. Prawdopodobnie krasowienie czapy następowało już w młodszym trzeciorzędzie, czyli pojawiło się bardzo szybko po wykształceniu niewielkiej już miąższości czapy. Świadczą o tym nieciągłe pokłady eoceńskiego węgla brunatnego złożone jedynie w niektórych z lejów krasowych. Także mioceńskie pokłady węgla brunatnego nie występują

w sposób ciągły, lecz wykorzystują jedynie kilka wyraźniejszych obniżień. Jest to świadectwo, że proces krasowienia czapy nie zakończył się w górnym trzeciorzędzie, lecz trwał także w plejstocenie, a być może odbywa się także obecnie (Kamiński 1993).



Ryc. 7. Zróźnicowanie czapy wysadu w Rogóźnie

źródło: Charysz 1962

W okolicach Rogóźna w latach 1949-1953 prowadzone były prace wiertnicze, których celem było rozpoznanie złoża węgla brunatnego. W 14 otworach wiertniczych nawiercono osady ilaste, będące stropową częścią czapy wysadu. Napotkano w nich bardzo rzadko występujący w Polsce minerał, nie wykryty w żadnych osadach salinarny Niżu Polskiego - aragonit. W kolejnych latach, gdy sieć odwiertów wykonywanych nad wysadem była coraz gęstsza, poznano bliżej rozkład przestrzenny tego cennego minerału. Stwierdzono, że aragonit występuje we wszystkich składnikach czapy wysadu, tj. w iłach i iłach gipsowych, w gipsach i anhydrytach. Najczęściej i najliczniej znajdowano go w iłach i iłach użylonych gipsem, rzadziej w gipsach, a jedynie sporadycznie w anhydrytach. Największe skupienia tworzy

w stropowych częściach czapy, gdzie w składzie eluwium dominują ily oraz ily z gipsem. Nie znaleziono go w najmłodszych częściach czapy złoża solnego, leżących tuż nad zwierciadłem solnym. Aragonit tworzy soczewki, gniazda, żyłki, wkładki, różnego kształtu skupienia włókien bądź blaszkowatych pakietów o barwie białej i biało-żółtawej oraz srebrzystym połysku. Mineral ten jest epigenetyczny i najprawdopodobniej powstał w rezultacie zachodzących w sedimentach residuum procesów egzogenicznych. Prawdopodobnie jest on jednym z ostatnich stadiów rozkładu gipsu (Jaworski 1962).

Ratajczak i Jaworska (2009) oszacowali, że obecna objętość czapy na wysadzie Wapno, która wynosi ok. $0,057 \text{ km}^3$ (powierzchnia czapy - $0,52 \text{ km}^2$, miąższość 100-110 metrów), powstała w wyniku rozpuszczenia/ługowania ok. 2 km^3 skał solnych. Przy takich założeniach można hipotetycznie określić z jakiej objętości soli została wytworzona czapa nad wysadem w Rogóźnie. Przyjmując założenie, że powierzchnia czapy równa jest powierzchni wysadu i wynosi ok. $26,24 \text{ km}^2$ i ma średnią miąższość ok. 150 metrów (ryc.6, tab.11), to objętość czapy wynosi ok. $15,41 \text{ km}^3$. Oznacza to, że powstała w wyniku rozpuszczenia/ługowania ok. $540,7 \text{ km}^3$ soli. Zakładając, że połowę składu czapy stanowią osady ilaste, to i tak objętość samego residuum gipsowego może wynosić ok. 270 km^3 . Jest to ponad 2-krotnie więcej niż współczesna objętość diapiru solnego (ok. 120 km^3).

Określono, że rokrocznie w ciągu lat 1956-1982 z powierzchni 1 km^2 wysadu w Inowrocławiu wyługowane i odprowadzone poza egzemat zostaje ponad $40\,000 \text{ m}^3$ solanki nasyconej. Odpowiada temu stopień rocznej degradacji wysadu wynoszący 6 mm. Taka ilość solanki jest w stanie rozpuścić ponad 200 ton skał gipsowo-anhydrytowych (Poborska-Młynarska 1984).

4.2.3. Osady kenozoiczne nad czapą wysadu

Nad eluwium iłowo-gipsowym występują osady kenozoiczne, które obejmują utwory począwszy od paleogenu, przez neogen, po czwartorzęd.

Utwory, zaliczane niegdyś do trzeciorzędu, w zapadliskowej niecce czapy wysadu solnego reprezentują pełną serię osadów. Osady najmłodszego paleogenu zalegają bezpośrednio na osadach cechsztyńskich. Miąższość osadów trzeciorzędowych nad wysadem jest bardzo zróżnicowana, przy czym większe jest urozmaicenie spągu aniżeli stropu trzeciorzędu. Przeciętna grubość utworów paleogeńskich i neogeńskich przekracza 100, a niekiedy i 200 metrów (Klatkova 1993). Występują one głównie w formacji burowęglowej,

rozwinętej w postaci grubej serii piasków drobnoziarnistych i pylastych (z wkładkami mułków) z dwoma głównymi pokładami oraz podrzędnymi przewarstwieniami węgla brunatnego. Dolny pokład węgla (stratygraficznie przynależny do eocenu) w zestawieniu z górnym (reprezentującym oligocen i miocen) charakteryzuje się nieregularnym zaleganiem, w obrębie którego występują zafałdowania i przegięcia. Nieregularne występowanie dolnego pokładu węgla należy wiązać w pewnym stopniu z ruchami pionowymi poszczególnych części wysadu (Stelmaszczyk 1972). Prawdopodobnie jednak większą rolę odegrały tu zjawiska krasowe rozwijające się w czapie gipsowej oraz nierównomierna subrozja najwyższych części wysadu. Spowodowały one zapadanie się pewnych partii czapy wraz z leżącym na niej dolnym pokładem materii fitogenicznej (Kasiński i in. 2009). Dolny pokład węgla zalega przeważnie bezpośrednio na czapie, częściowo tylko na soczewkach piasków podwęglowych. W zasadzie jest to węgiel twardy z partiami węgla ziemistego miękkiego. Sporadycznie przeławicony jest wkładkami ilów lub piasków. Zasięg jego występowania ogranicza się do niecki na czapie wysadu, ku granicom której wyklinowuje się. Średnia miąższość tego pokładu wynosi 17-20 m, maksymalnie dochodzi do 40 m. Zwiększone grubości ograniczają się do maksymalnych obniżzeń niecki sedymentacyjnej. Węgiel eoceński wykazuje duże zasolenie oraz znaczną zawartość siarczanów ługowanych z czapy wysadu. Górny pokład zbudowany jest głównie z węgla miękkiego, ziemistego, z nielicznymi wkładkami lignitów. Zalega on na większej przestrzeni niż pokład dolny. Jego średnia miąższość wynosi 10-16 metrów, a maksymalnie dochodzi do 20 m. Charakteryzuje się rozszczepieniami na poszczególne ławy węglowe. Wkładki ilaste, mułkowe i piaszczyste są tu dość częste i osiągają miąższość ok. 10 m i więcej (Stelmaszczyk 1972).

Osady czwartorzędowe pokrywają ciągłym płaszczem o zmiennej miąższości cały badany obszar. Genetycznie utwory czwartorzędowe związane są z kilkukrotną transgresją lądolodów skandynawskich, a także z warunkami klimatu peryglacjalnego oraz umiarkowanego, panującego podczas okresów cieplejszych (interglacjalnych) i w holocenie (Turkowska 2001). Nad wysadem grubość osadów czwartorzędowych jest niezwykle urozmaicona - wynosi od 20 do ponad 160 metrów. Tak duże zróżnicowanie miąższości jest odbiciem pokaźnych deniwelacji powierzchni stropowej trzeciorzędu przy równoczesnej wyrównanej powierzchni terenu (Klatkova 1993). Występują osady glacialne złożone przez lądolody południowopolskie, środkowopolskie i północnopolskie, do których można zaliczyć gliny lodowcowe, piaski i żwiry fluwioglacialne, muły, piaski i ropy jezior glacialnych, a także peryglacialne osady vistuliańskie (muły i piaski stokowe i rzeczne, piaski eoliczne) oraz holoceneskie osady umiarkowane (namuły organiczne i torfy, muły

i piaski rzeczne) (Turkowska 2001). Ponadto wśród utworów czwartorzędowych znajdują się porwaki i kry utworów trzeciorzędowych oraz margli i wapieni kredowych. Szczególnie licznie występują one w strefach intensywnych zaburzeń glacitektonicznych (Klatkova 1993). Największe powierzchnie zajmują osady glacialne, najmniejsze natomiast osady holoceny, które praktycznie ograniczone są do współczesnych den dolinnych i niewielkich zagłębień (Turkowska 2001).

4.3. Budowa geologiczna otoczenia wysadu

Utwory mezozoiczne stanowią osłonę pnia solnego. Kontakt cechsztyńskiej serii solnej z osadami mezozoicznymi ma charakter tektoniczny. Wzdłuż południowej i południowo-zachodniej granicy wysadu przebiega dyslokacja o charakterze uskokowo-fleksurowym. Obcina ona i fleksurowo wygniata utwory mezozoiczne (od triasu do kredy dolnej-walanżynu). Strefa dyslokacyjna na wschodniej granicy wysadu jest nieco mniejszego rzędu. Z utworami cechsztyńskimi kontaktują się dyskordantnie osady górnej jury, począwszy od kimerydu do parubeku (Stelmaszczyk 1972).

Jura reprezentowana jest przez wapienie malmu. W okolicach Gieczna oraz Besiekierza, a więc po wschodniej i północnej stronie wysadu solnego, występują wychodnie górnourajskich wapieni pod czwartorzędem (Klatkova 1993). Natomiast po wschodniej stronie diapiru zalegają pod przewieszką czapy iłowogipsowej i cienką warstwą kredy dolnej (Stelmaszczyk 1972).

Kreda dolna nawiercona została jedynie w zachodnim i południowym obrzeżeniu wysadu. Reprezentowana jest przez hoterywowe mułowce, iłowce oraz piaskowce (Stelmaszczyk 1972). W dalszym otoczeniu wysadu miąższość utworów walanżynu, hoterywu i albu wzrasta do ponad 400 metrów (Klatkova 1993).

4.4. Warunki hydrogeologiczne w rejonie wysadu

Rejon wysadu solnego Rogóźno położony jest, według klasyfikacji Kolago (1983), w obszarze hydrogeologicznym Niżowym, w regionie Kutnowsko-Tomaszowskim (X). Paczyński (1995) zalicza ten rejon do regionu kutnowskiego (VIII), będącego częścią centralnego makroregionu hydrogeologicznego. W podziale zaproponowanym przez Państwową Służbę Hydrogeologiczną obszar Polski został podzielony na 161 jednolitych

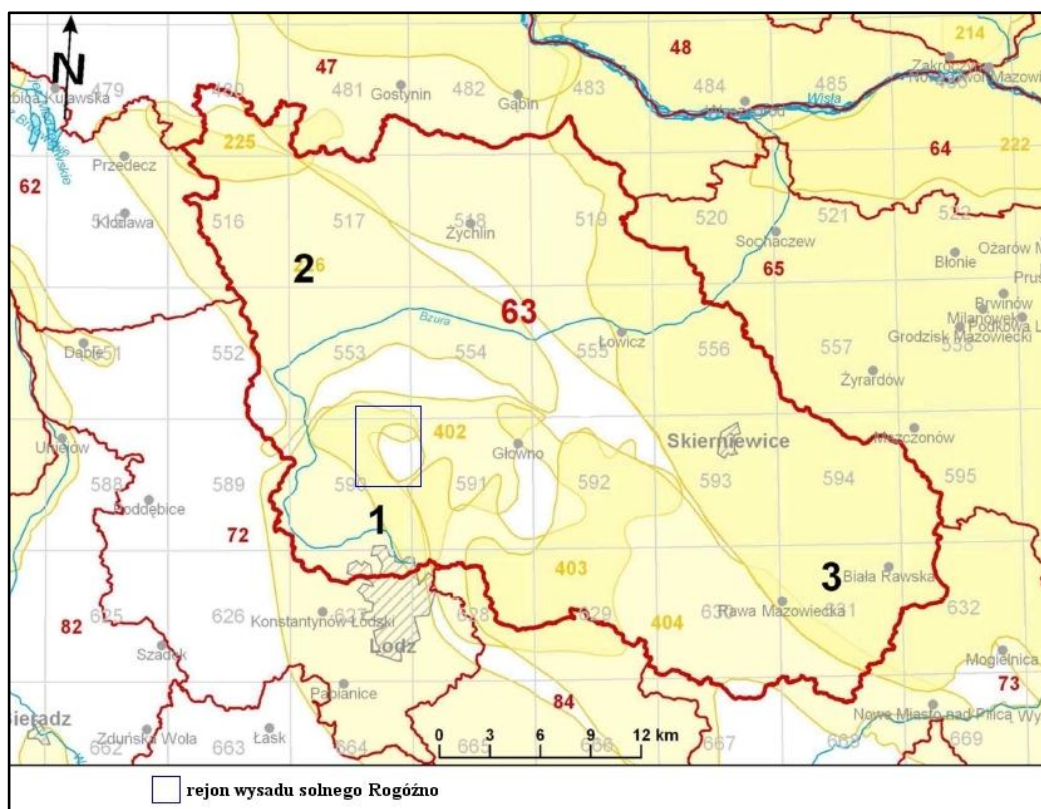
części wód podziemnych (JCWPd³). Według aktualnego podziału (obowiązującego do końca 2015 roku) obszar wysadu solnego Rogóźno zalicza się do JCWPd nr 63, która zawarta jest w regionie Środkowej Wisły (ryc.8). Na zdecydowanej większości tego obszaru występuje jeden lub dwa czwartorzędowe poziomy wodonośne. Lokalnie wykształcony jest również poziom mioceni i kredowy. Ponadto powszechnie występują wodonośne utwory jurajskie, które pozostają w bezpośredniej więzi hydraulicznej z poziomami młodszymi. Poziom kredowy natomiast nie wykazuje takiej więzi z wodonośnymi utworami czwartorzędowymi lub mioceni. Cechą szczególną tej JCWPd jest duża niejednorodność stratygraficzna poziomów wodonośnych (<http://www.psh.gov.pl>).

Dokładniejszą regionalizację hydrogeologiczną rejonu Rogóźna przedstawili Meszczyński i Szczerbicka (2002). Podział przeprowadzono w oparciu o zasięg występowania poszczególnych poziomów wodonośnych, ich zasobność, stopień izolacji, udział poziomów wodonośnych w profilu pionowym wód podziemnych oraz przynależność do dużych jednostek geologiczno-strukturalnych. Omawiany obszar znajduje się w obrębie trzech jednostek oznaczonych symbolami: $5 \frac{ba \ Q \ II}{Tr}$, $6 \ bc \ Tr \ I$ i $7 \ c \ J3 \ I$ (ryc.9, tab.12).

W jednostce $5 \frac{ba \ Q \ II}{Tr}$ (ryc.9) jako główny użytkowy poziom wodonośny uznano poziom czwartorzędowy związany z utworami piaszczystymi leżącymi na osadach trzeciorzędowych. Seria piasków mioceni zalegająca na formacji burowęglowej tworzy poziom wodonośny o charakterze podrzędnym (Meszczyński i Szczerbicka 2002). Parametry geologiczne i hydrogeologiczne tej jednostki przedstawiono w tabeli 12.

Jednostka $6 \ bc \ Tr \ I$ (ryc.9) charakteryzuje się obecnością tylko jednego użytkowego poziomu wodonośnego, którym jest poziom mioceni. Parametry geologiczne i hydrogeologiczne tej jednostki przedstawiono w tabeli 12. W porównaniu do jednostki 5 cechuje się prawie dwukrotnie mniejszą wielkością zasobów wód podziemnych przy pozostałych parametrach praktycznie identycznych. Zwierciadło tego poziomu ma charakter napięty (Meszczyński i Szczerbicka 2002).

³JCWPd są podstawowymi, jednostkowymi obszarami ochrony i gospodarowania wodami podziemnymi, które wyznaczono dla warstw wodonośnych o porowatości i przepuszczalności umożliwiającej pobór znaczący dla zaopatrzenia ludności w wodę, lub w których ma miejsce przepływ podziemny o natężeniu znaczącym dla utrzymania pożądanego, dobrego stanu wód powierzchniowych i ekosystemów lądowych (<http://home.agh.edu.pl>)



Ryc. 8. JCWPd nr 63

źródło: opracowanie własne na podstawie <http://www.psh.gov.pl>

Jednostka 7 c J3 I określona została poprzez wychodnie jury na północny-wschód od wysadu solnego (ryc.9). Występuje tu jeden użytkowy poziom wodonośny w marglach portlandu. Mimo znacznej miąższości wodonośca jego parametry hydrogeologiczne są gorsze niż wyżej opisanych jednostek (tab.12) Zwierciadło wody jest napięte. Warstwą napinającą są gliny zwałowe (Meszczyński i Szczerbicka 2002).

Rejon Gieczna-Wypychowa pozbawiony jest poziomu użytkowego (ryc.9) ze względu na lateralny dopływ zasolonych wód cechsztynu do górnej jury. Natomiast w Besiekierzu poziom ten jest już ujmowany. Z powodu znacznej zawartości manganu i żelaza jakość wód podziemnych w trzech omawianych jednostkach jest średnia (Meszczyński i Szczerbicka 2002).

W rejonie wysadu solnego nie występuje górnokredowy poziom wodonośny, a z niewielkiej miąższości dolnej kredy woda nie jest eksploatowana (Stelmaszczyk 1972, Meszczyński i Szczerbicka 2002).

Tabela 12. Parametry geologiczne i hydrogeologiczne jednostek występujących w rejonie Rogóżna

Nr jednostki	H [m]	M [m]	T [m ² /24h]	Q _p [m ³ /h]	Q _j [m ³ /h • 1mS]	k [m/24h]	Mz [m ³ /24h•km ²]	
							odn.	dys.
5 $\frac{ba Q II}{Tr}$	15-50	10-20 (rzadko 20-40)	<100 (w strefie południowej: 100-200)	10-30	1,0	0,85	150	105
6 bc Tr I	15-50	10-20 (rzadko 20-40)	<100	10-30	0,5-4,0	1,2-5,4	90	45
7 c J3 I	50-100	>40	<100	10-30	1,71	0,25-1,5	70	50

H - głębokość poziomu wodonośnego, M - miąższość wodonośca, T - przewodność⁴, Q_p - wydajność potencjalna⁵

Q_j - wydajność jednostkowa⁶, k - współczynnik filtracji⁷, Mz - Moduł zasobów⁸ (odn. - odnawialnych, dys. - dyspozycyjnych)

źródło: opracowanie własne na podstawie: Meszczyński, Szczerbicka 2002

Aby zobrazować warunki krążenia wód podziemnych w rejonie wysadu solnego Rogóżno należy kompleksowo przyjrzeć się wszystkim piętom i poziomom wodonośnym, nie tylko tym użytkowym. Przyjmuje się, że poniżej zwierciadła wody podziemnej, rozumianego jako poziom, do którego wznosi się woda wolna zawarta w środowisku skalnym, wszystkie utwory są zawodnione (uwodnione) (Pazdro i Kozerski 1990).

Wykonywane w latach 40` i 50` XX wieku otwory badawcze za węglem brunatnym wykazały znaczne zawodnienie tego obszaru. Pierwszy otwór hydrogeologiczny (R-1) na terenie złoża wykonano w latach 1956/57 przez IG. Miał on za zadanie określenie możliwości zaopatrzenia w wodę miasta Łodzi (Szaniawski 1963).

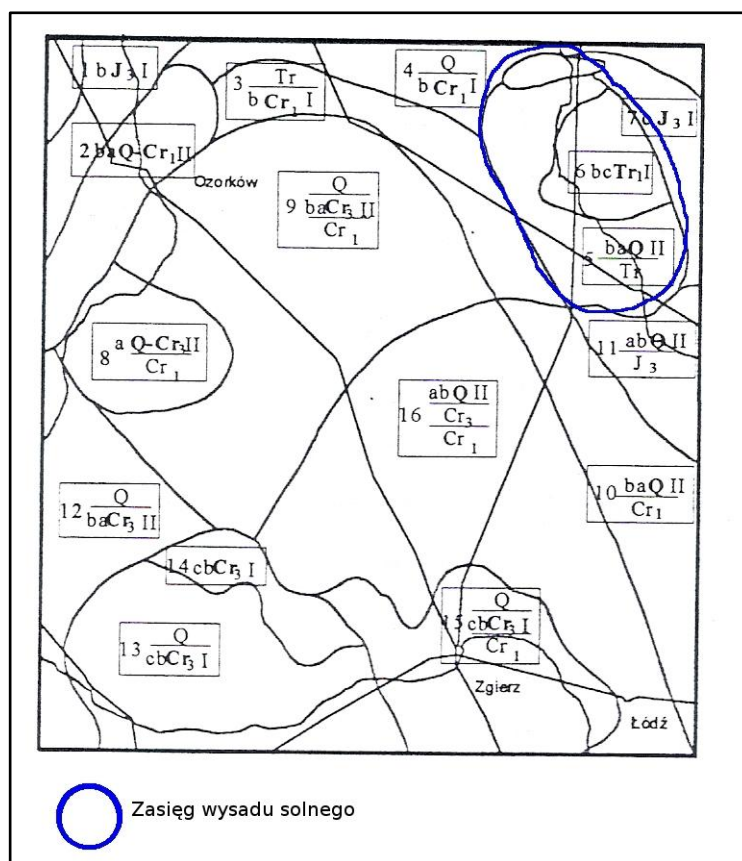
⁴ Przewodność - miara przepuszczalności (przewodnictwa) wyrażająca jednostkowe natężenie (wydatek) strumienia wody na jednostkę szerokości, przy jednostkowym spadku hydraulicznym, odniesiona do przekroju prostopadłego do kierunku strumienia. Jest więc liczbowo równa iloczynowi współczynnika filtracji i miąższości warstwy wodonośnej (w nasyconej warstwie jednorodnej i izotropowej) T=km. (*Słownik hydrogeologiczny 2002*)

⁵ Wydajność potencjalna - maksymalna wydajność umownej studni wierconej, prawidłowo nafiltrowanej, przy dopuszczalnej depresji (*Słownik hydrogeologiczny 2002*)

⁶ Wydajność jednostkowa - wydajność ujęcia, które powoduje obniżenie (wgłębienie) w powierzchni zwierciadła wody podziemnej o jeden metr (*Słownik hydrogeologiczny 2002*).

⁷ Współczynnik filtracji - parametr wyrażający przepuszczalność ośrodka izotropowego dla płynu jednorodnego, za jaki przyjmowana jest zwykła woda podziemna. Dla zwykłych wód podziemnych fizycznie wyraża prędkość filtracji przy spadku hydraulicznym równym jedności, pod warunkiem, że filtracja (przepływ wody podziemnej) podlega liniowemu prawu Darcy'ego (*Słownik hydrogeologiczny 2002*)

⁸ Wielkość (moduł) zasobów wód podziemnych - wyrażona w stosunku do jednostki powierzchni obszaru ich występowania. Odnosi się zazwyczaj do zasobów wód podziemnych odnawialnych i dyspozycyjnych jest najczęściej wyrażany w jednostkach objętości na jednostkę czasu i km² (*Słownik hydrogeologiczny 2002*)



Ryc. 9. Regionalizacja hydrogeologiczna w północnej części Zgierza

źródło: opracowanie własne na podstawie: Meszczyński i Szczerbicka 2002

Krążenie wody w przyrodzie jest cyklem zamkniętym. Za początkowe i końcowe ogniwo spinające cały obieg wody należy uważać oceany, morza i jeziora bezodpływowe. Dla potrzeb pracy najważniejsze znaczenie ma jedna ze składowych całego cyklu hydrologicznego - przepływ wody pod ziemią. Zasadniczo można wyróżnić trzy strefy charakterystyczne dla krążenia wód podziemnych, a mianowicie: strefę zasilania, przepływu oraz drenażu (Pazdro i Kozerski 1990). W tabeli 13 scharakteryzowano strefy zasilania, przepływu oraz drenażu poszczególnych pięter i poziomów wodonośnych w rejonie wysadu solnego Rogóźno. Materiał opisujący miejsca drenażu jest stosunkowo skąpy.

Tabela 13. Warunki krążenia wód w rejonie wysadu solnego Rogóżno

ZASILANIE	PRZEPŁYW	DRENAŻ
Czwartorzęd		
<ul style="list-style-type: none"> - poprzez bezpośrednią infiltrację opadów w rejonach pozbawionych izolującego nadkładu⁴; - drogą pośrednią, poprzez przesączenie przez utwory półprzepuszczalne w nadkładzie⁴; - poszczególne poziomy łączą się ze sobą bezpośrednio – w regionie łódzkim dotyczy to utworów czwartorzędu i kredy, a w regionie kutnowsko-tomaszowskim utworów czwartorzędu i jury oraz czwartorzędu i miocenu³; - w okolicach Gieczna lokalny bezpośredni kontakt wodonośny czwartorzędu z piaskami trzeciorzędu (miocenijskimi i ewentualnie starszymi - przynależnymi do zbiornika międzywęglowego)². 	<ul style="list-style-type: none"> - zasadniczy kierunek spływu wód w utworach czwartorzędowych z południa na północ⁴ (zał.3) 	<ul style="list-style-type: none"> - drenujący charakter ma sieć rzeczna, w tym zwłaszcza w północnej części Moszczenica, która stanowi dla tego poziomu lokalną bazę drenażu⁴; - odpływ czwartorzędowych wód podziemnych ku dolinom i pradolinom: Moszczenicy oraz Bzury³.
wody gruntowe (podpowierzchniowe, przypowierzchniowe, nadglinowe, I warstwa wodonośna)		
<ul style="list-style-type: none"> - zasilane poprzez bezpośrednią infiltrację wód opadowych⁵; - w okolicach Rogóżna zasilany infiltracyjnie oraz lateralnie z kierunku SE⁶; - w rejonie Rogóżna poziom ten w ogólnie nie izolowany w stropie⁶; - poziom ten ma związki hydrauliczne z wodami po-wierzchniowymi⁶; - zasilane bezpośrednio z infiltracji atmosferycznej⁵. 	<ul style="list-style-type: none"> - w okolicach Rogóżna spływ w kierunku NW⁶; - ogólny kierunek spływu z S na N¹. 	<ul style="list-style-type: none"> - w okolicach Rogóżna: dominujący drenaż w osi doliny Moszczenicy⁶.
wody śródglinowe (II warstwa wodonośna)		
<ul style="list-style-type: none"> - w północnej części obszaru (okolice Gieczna) istnieje lokalny kontakt tych wód z wodami zbiornika śród-węglowego (miocenijskimi)². 	b.d.	b.d.
wody w soczewkach i przewarstwieniach piaszczystych w glinie zwalowej		
<ul style="list-style-type: none"> - jest nieciągły, na przestrzeni całego złoża posiada on połączenie z innymi poziomami wodnymi wyżej i niżej ległymi¹. 	b.d.	b.d.

<i>wody podglinowe (podmorenowe, II warstwa wodonośna, warstwa czwartorzędowo-trzeciorzędowa)</i>		
<ul style="list-style-type: none"> - brak więzi hydraulicznej z wyższymi warstwami wodonośnymi czwartorzędu i bardzo dobra izolacja od niżej zalegających warstw czwartorzędu i trzeciorzęd (okolice Warszyc)⁵; - w okolicach Rogóżna tworzy wspólną warstwę wodonośną z trzeciorzędowym (górnomiocieńskim?) poziomem wodonośnym⁶; - wyniki archiwalnych wierceń wskazują, że w okolicach Rogóżna poziomy podmorenowy czwartorzędu i poziom trzeciorzędowy mają liczne związki hydrauliczne i można mówić o kompleksie wodonośnym (miocieńsko-czwartorzędowym?). Prawdopodobny jest również kontakt tego kompleksu z wodami permskiego piętra wodonośnego na co wskazuje zasolenie wód zarówno piętra trzeciorzędowego jak i poziomu podmorenowego czwartorzędu⁶; - poziom występujący w piaskach zalegających między gliną zwałową a iłem: poziom nieciągły, występuje w postaci soczewek. Przewarstwienia piaszczystego poziomu rozprzestrzeniają się na całym obszarze i wykazują połączenia z wyżej i niżej leżącymi poziomami. Wyklinowuje się w strefach brzeżnych. Stanowi strefę przejściową między Q a Tr¹. 	<ul style="list-style-type: none"> - generalny kierunek spływu z południa na północ, z niewielkim odchyleniem z SW na NE w centralnej części rozpatrywanego obszaru²; - w piaskach zalegających między gliną zwałową a iłem: ogólny kierunek spływu: w części centralnej z SE na NW, natomiast w SW części złoża: z S na N¹. 	<ul style="list-style-type: none"> - przypuszczalną bazą drenażu może być pradolina warszawsko-berlińska.
Trzeciorząd		
<ul style="list-style-type: none"> - poszczególne poziomy łączą się ze sobą bezpośrednio – w regionie kutnowsko-tomaszowskim utworów czwartorzędu i miocenu³; - istnieje prawdopodobieństwo łączenia się wód śródlowych (w piaskach plioceńskich - zbiornik nad-węglowy) z warstwami nadleżącymi (czwartorzędowymi)². 	<ul style="list-style-type: none"> - generalny spływ wód w kierunku północnym⁴ (zał. 4) 	<ul style="list-style-type: none"> - prawdopodobnie bazą drenażu jest pradolina warszawsko-berlińska i dolina Bzury.

<i>poziom wody występujący wśród ilów (wody śródlowe, IV warstwa wodonośna, warstwa pliczeńska)</i>		
- istnieje możliwość łączenia się piasków trzeciorzędowych z serią piasków występujących między gliną zwałową a ilem ¹ .	- ogólny kierunek spływu z NW na SE ¹ .	b.d.
<i>poziom mioceński (międzypokładowy zbiornik wodonośny)</i>		
- piaski międzypokładowe (mioceńskie i ewentualnie starsze) wyklinowują się ku krańcom badanego obszaru, a ich wychodnie miejscami, głównie w północnej części, kontaktują się z czwartorzędem ² ; - posiadał (a może i nadal posiada) kontakt hydrauliczny ze złożem solnym - świadczy o tym duża zawartość chlorków, siarczanów i magnezu ² .	- ogólny kierunek spływu zwrócony ku NE ² .	- przypuszczalnie pradolina warszawsko-berlińska.
<i>poziom wody występujący pod dolnym pokładem węgla (powęglowy zbiornik wodonośny)</i>		
- występuje lokalnie, w środkowej części złoża (napotkany jedynie w H-4). Poziom ten ze względu na bezpośrednie zaleganie na podłożu starszym (permskim) niewątpliwie w strefach spękań i strzasków kontaktuje się z poziomem wód występujących w utworach permskich. Przypuszczalnie bardzo duże zasolenie związane jest z połączeniem hydraulicznym z czapą ilowo-gipsową i wysadem solnym. Duże prawdopodobieństwo połączeń hydraulicznych istnieje w strefach, gdzie utwory marglisto-wapienne bezpo-średnio kontaktują się z utworami piaszczystymi ¹ .	b.d.	b.d.
Jura górna		
- przesączenie przez utwory nadległe ⁴ ; - zasilanie lateralne wodami z innych poziomów: w rejonie Wypychowa i Gieczna kontakt lateralny z zasolonymi wodami cechsztynu ⁴ ; - wysokie temperatury wód górnej jury pozwalają przypuszczać, iż są to wody napływające z dużych głębokości, następnie zakumulowane w szczelinowatych wapieniach jurajskich, które ze względu	- zasolone przy wysadzie wody mezozoiczne (górnójurajskie) płyną w kierunku miejsca drenażu (dolina Bzury) - przepływ w kierunku WNW ³ .	- dolina Bzury (na WNW od omawianego obszaru) ³ .

<p>na bliskie sąsiedztwo wysadu solnego zostały spiętrzone, tektonicznie zaburzone i spękanе. Będąc przykryte nieprzepuszczalną czapą iłowo-gipsową, stały się dogodnym zbiornikiem do akumulacji płynących z głębi ciepłych wód²;</p> <p>- w NW obrzeżeniu wysadu brak bezpośredniego kontaktu wód górnej jury z wysadem solnym (niewielka zawartość magnezu, potasu i chlorków- w porównaniu z wodami mającymi kontakt z utworami solnymi) - pośredni wpływ wysadu jest natomiast niewątpliwy².</p>		
Wody nawiercone w obrębie czapy (system permski)		
<p>- wody tego poziomu mogą gromadzić się w szczelinach i spękaniach skał spoistych, twardych, jakimi są wapień i margle; w pustych przestrzeniach w postaci jakby szczelin pomiędzy zwierciadłem solnym a zwięzłą czapą gipsową. Czapą gipsową prawdopodobnie nie wszędzie przylega do zwierciadła soli tworząc sklepienie nad rozmytymi partiami soli. Często wyższa partia czapy przedstawia się jako bezładne rumowisko gipsu i anhydrytu z resztkami soli, marglu gipsowego i iłu. Rumosz ten zawierający w sobie wiele pustek może zostać częściowo lub nawet całkowicie wypełniony mułem eluwialnym aż do stanu zwięzłej masy skalnej. W przypadku niecałkowitego wypełnienia tych szczelin, może się w nich zbierać woda (solanka). Prawdopodobnie z takim zjawiskiem mamy do czynienia w otworze H-4 na gł. 145,5 - 175,5 m¹.</p>	b.d.	b.d.

b.d. - brak danych

źródło: opracowanie własne na podstawie: ¹ - Szaniawski 1963, ² - Stelmaszczyk 1972, ³ - Bierkowska i Błaszczyk 1989, ⁴ - Meszczyński i Szczerbicka 2002,

⁵ - Dokumentacja hydrogeologiczna... nr 841, ⁶ - Dokumentacja hydrogeologiczna... nr 1068

Na obszarze wysadu solnego Rogóżno wody gruntowe występują w piaskach różnoziarnistych (Stelmaszczyk 1972). Współczynnik filtracji tego poziomu wynosi ok. 134,85 m/24h (Szaniawski 1963). Wysoka wartość współczynnika związana jest z dobrą przepuszczalnością piasków.

Zbiornikiem wód śródglinowych są różnej miąższości utwory piaszczyste znajdujące się wśród gliny zwałowej. Warstwa wodonośna jest nieciągła, miejscami izolowana partiami glin. Lokalnie posiada połączenia z innymi poziomami wodonośnymi wyżej i niżej ległymi. Znajduje się pod ciśnieniem, mającym lokalnie charakter artezyjski (Stelmaszczyk 1972). Współczynnik filtracji tego poziomu wynosi ok. 0,98 m/24h (Szaniawski 1963).

Wody podglinowe występują w piaskach między gliną zwałową a łem trzeciorzędowym. Tworzą one piętro wodonośne czwartorzędowo-trzeciorzędowe, gdyż piaski plejstocieńskie leżą bezpośrednio na piaskach plioceńskich. Utworami wodonośnymi tego piętra są piaski drobnoziarniste, pylaste i lokalnie gruboziarniste, nie wykazujące ciągłości na całym analizowanym obszarze (Stelmaszczyk 1972). Współczynnik filtracji tego piętra wynosi ok. 38,71 m/24h (Szaniawski 1963).

Wodonoścem dla wód śródlowych są piaski plioceńskie (pylaste, drobno- i średnioziarniste) występujące wśród łów, charakteryzujące się znacznym rozprzestrzenieniem i współczynnikiem filtracji wynoszącym 2,55m/24h. Wody tego poziomu mają charakter napięty, wykazujące ciśnienia zarówno subartezyjskie jak i artezyjskie (Stelmaszczyk 1972).

Międypokładowy zbiornik wodonośny, ze względu na miąższość i rozprzestrzenienie, jest najpoważniejszym zbiornikiem wód podziemnych w obrębie systemu wodonośnego w Rogóżnie. Od stropu i spągu ograniczony jest pokładami węgla brunatnego. Poziom wodonośny stanowią piaski drobnoziarniste kwarcowe z niewielką domieszką łyszczyków. Ciśnienie piezometryczne wód tego zbiornika jest stosunkowo duże (Stelmaszczyk 1972). Współczynnik filtracji wynosi ok. 13,82 m/24h (Szaniawski 1963).

Podwęglowy zbiornik wodonośny charakteryzuje się małym, lokalnym rozprzestrzenieniem. Wody występują w piaskach drobnoziarnistych i pylastych z niewielką domieszką miki i pyłu węglowego pod dolnym pokładem węgla brunatnego (Stelmaszczyk 1972). Współczynnik filtracji tej warstwy wynosi ok. 2,59 m/24h (Szaniawski 1963).

Wody nawiercone w obrębie czapy wysadu znajdują się w porwakach wapieni kredowych i piaskowców, będących pozostałością kredowej pokrywy wtopionej w masę

czapy podczas przebijania się słupa solnego. Współczynnik filtracji dla tych zbiorowisk wynosi 0,17 m/24h (Stelmaszczyk 1972).

Uzyskane dane z odwiertów oraz analiz chemicznych wody gromadzone są w Centralnej Bazie Danych Hydrogeologicznych, oraz, w przypadku województwa łódzkiego, w archiwum Urzędu Marszałkowskiego Województwa Łódzkiego. W załącznikach 1A-C znajdują się zestawione w postaci tabelarycznej dane studni, które zostały udostępnione autorowi do badań. Lokalizację obiektów w terenie przedstawiono w załączniku 2. Na podstawie zgromadzonych danych wykreślono mapę hydroizobat wgłębnego czwartorzędu (zał.5) (pierwszego poziomu znajdującego się pod utworami trudno przepuszczalnymi/nieprzepuszczalnymi) oraz pierwszego poziomu trzeciorzędowego (nadwęglonego?) (zał.6), a także mapę hydroizohips dla tego samego poziomu trzeciorzędowego (zał.4). Do analiz wykorzystano również mapę pierwszego poziomu wodonośnego w skali 1:50 000 arkusz Zgierz (zał.3) (Pęczkowska i Figiel 2006).

Z zestawionych danych wynika, że wody z utworów czwartorzędowych drenowane są przez Moszczenicę. Cechują się one lokalnym obiegiem. Natomiast trzeciorzędowe oraz górn jurajskie poziomy wodonośne odznaczają się obiegiem regionalnym, ponieważ ich bazą drenażu jest, położona na północ oraz północny-zachód, pradolina i płynąca nią rzeka Bzura (Przybyłek i Dąbrowski 2013).

4.5. Warunki hydrogeochemiczne w rejonie wysadu solnego

Do analiz warunków hydrochemicznych w rejonie wysadu solnego Rogóźno wykorzystano dane pochodzące z 65 obiektów hydrogeologicznych (zał.1A-C). Najwięcej studni (45) bazuje na wodach znajdujących się w utworach czwartorzędowych. Spośród tych studni wyodrębniono osobną grupę obiektów, do której zaliczono 5 piezometrów. Kolejną grupę stanowi 11 studni czerpiących wody z utworów trzeciorzędowych. 6 studni pozyskuje wody z utworów górn jurajskich przylegających do wysadu solnego, natomiast 3 studnie „zakotwiczone” zostały w osadach permskich (czapie wysadu). Przedstawione w dalszej części rozdziału ryciny sporządzone zostały w oparciu o średnią głębokość występowania wody, obliczoną na zasadzie średniej arytmetycznej między stropem a spągiem kolumny zafiltrowania, „wpuszczającej” wodę do studni.

Piezometry znajdujące się w rejonie wysadu wykonywano na potrzeby projektowanych stacji benzynowych. Ich docelowym zadaniem jest ocena jakości wód gruntowych w otoczeniu funkcjonującej stacji. Nie wszystkie piezometry zaprezentowane

w załączniku 1C przetrwały do czasów współczesnych⁹. Mineralizacja wód zasilających piezometry waha się w granicach od 142 do 559 mg/dm³. W warunkach naturalnych w strefie aktywnej wymiany chemizm wody kształtują wodorowęglany i wapń (Pazdro i Kozerski 1990). Taka sytuacja panuje w warstwie wodonośnej zasilającej piezometr nr 888. Zupełnie odmienne środowisko musi występować w warstwie wodonośnej ujmowanej piezometrem nr 1068, co potwierdza m.in. podwyższona zawartość jonów Cl⁻.

Studnie, z których wykorzystywano dane do analiz, powstawały w rejonie wysadu solnego już od końca lat 50` XX wieku (Szaniawski 1963).

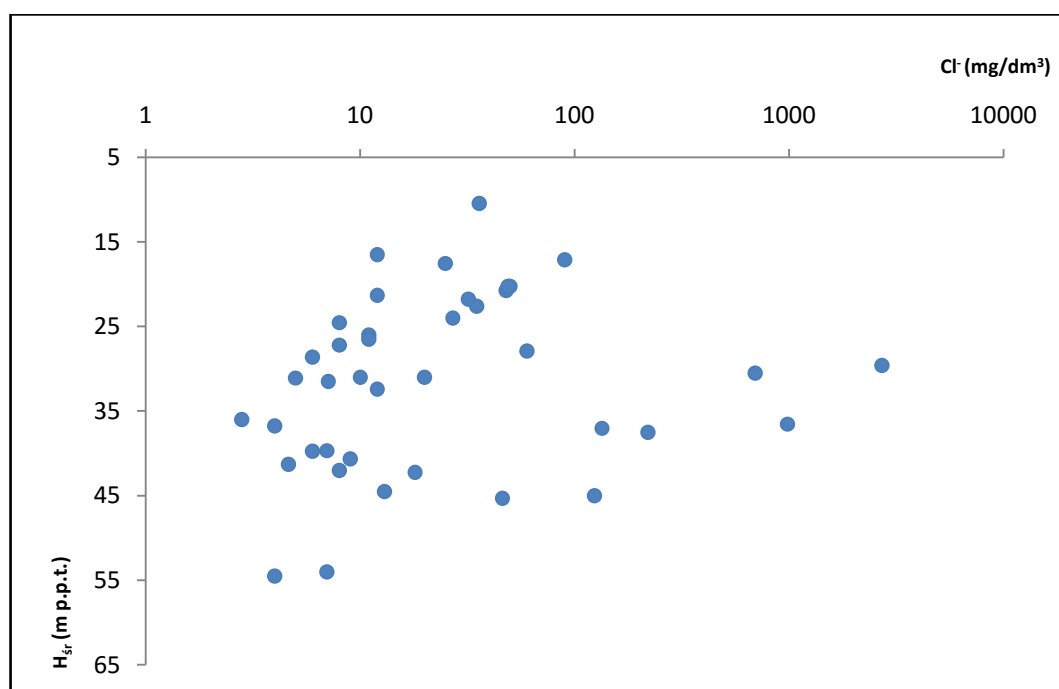
Głębokość stropu czwartorzędowych poziomów wodonośnych ujmowanych przez studnie jest zróżnicowana. Najpłytsza studnia czerpie wody z głębokości nieco ponad 10 metrów, natomiast najgłębsza - prawie 64 metrów. Zawartość chlorków w wodach pochodzących z utworów czwartorzędowych waha się od niecałych 3 mg/dm³ do 2714 mg/dm³. Tak wysokie stężenie jonów Cl⁻ jest sytuacją wyjątkową, ponieważ w żadnej innej studni zawartość tego jonu nie przekracza 1 g/dm³. Brak jest natomiast danych o suchej pozostałości dla tych wód. Tam, gdzie określono mineralizację wód, mieści się ona w przedziale od 132 do 1362 mg/dm³.

W tym piętrze wodonośnym nie obserwuje się zależności pomiędzy głębokością występowania wody a suchą pozostałością (\approx mineralizacją) oraz zawartością jonów chlorkowych (ryc.10, ryc.11). Także nie ma żadnej relacji pomiędzy stężeniem jonów Cl⁻ a suchą pozostałością. Wartość współczynnika determinacji dla takiego zestawienia wynosi 0,033 (brak ryciny związany z nieczytelnością archiwalnego zestawienia).

Studnie bazujące na poszczególnych poziomach trzeciorzędowych ujmują wody z przedziału głębokości od 31 do 174 metrów. W zależności od poziomu, znacznej zmianie ulega stężenie w wodzie jonów Cl⁻ oraz jej mineralizacja. Wody napływające do studni zawierają od 6 do 4264 mg Cl⁻/dm³ i odznaczają się mineralizacją od 174 do 9072 mg/dm³.

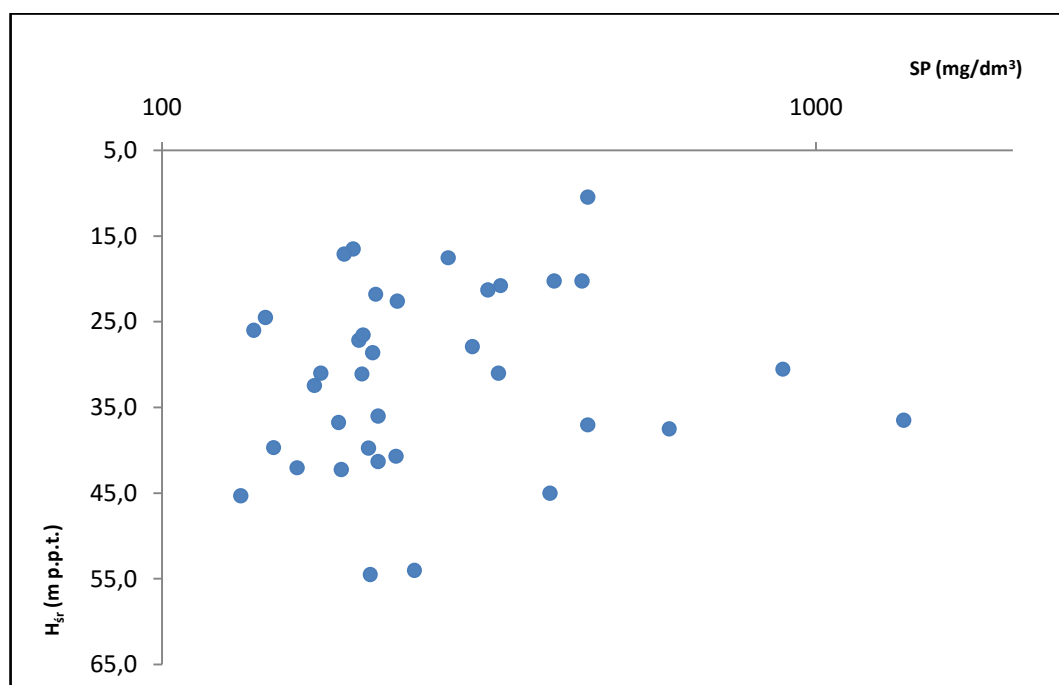
Podobnie i w tym piętrze nie obserwuje się zależności pomiędzy głębokością wody a zawartością w niej jonów chlorkowych i suchą pozostałością (ryc.12, ryc.13). Tworzą się natomiast (w przypadku każdego parametru) dwie strefy: górna i dolna. Wskazują one, że wartości parametrów są niskie lub wysokie jak dla tego piętra wodonośnego. Istnieje za to silna zależność pomiędzy stężeniami Cl⁻ a mineralizacją wody (ryc.14). Wartość współczynnika determinacji bliska jedności oznacza, że aniony chlorkowe całkowicie warunkują mineralizację wody.

⁹ Podstawowym powodem likwidacji piezometrów było zaniechanie budowy stacji



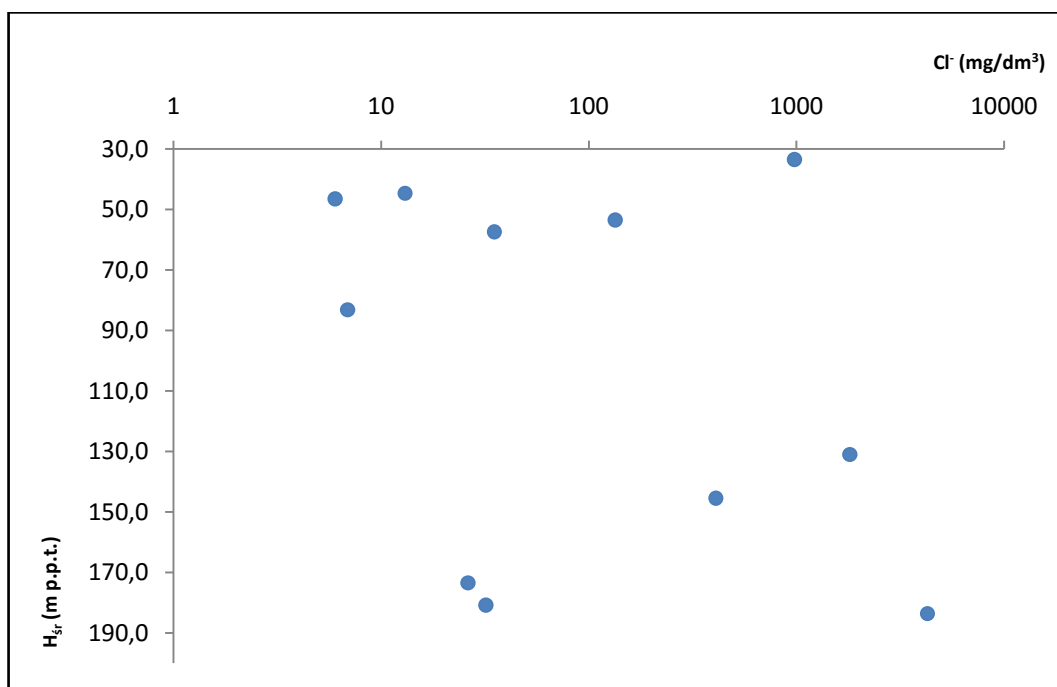
Ryc. 10. Zmiany stężenia chlorków wraz z głębokością w piętrze czwartorzędowym

źródło: opracowanie własne na podstawie: zał. 1A-C



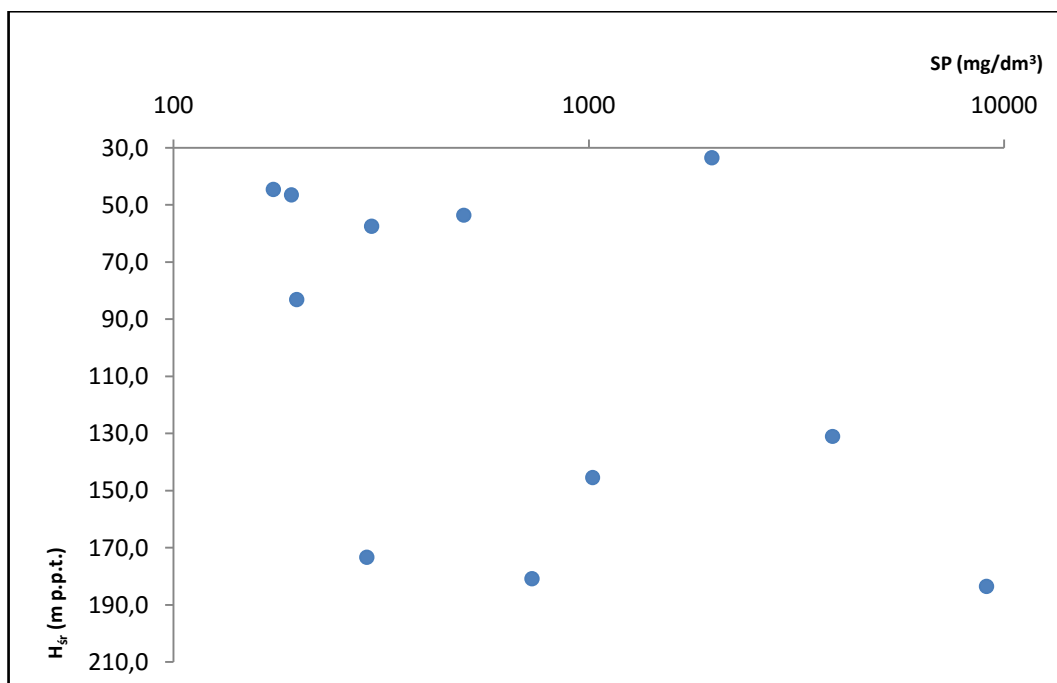
Ryc. 11. Zmiany suchej pozostałości wraz z głębokością w piętrze czwartorzędowym

źródło: opracowanie własne na podstawie: zał. 1A-C



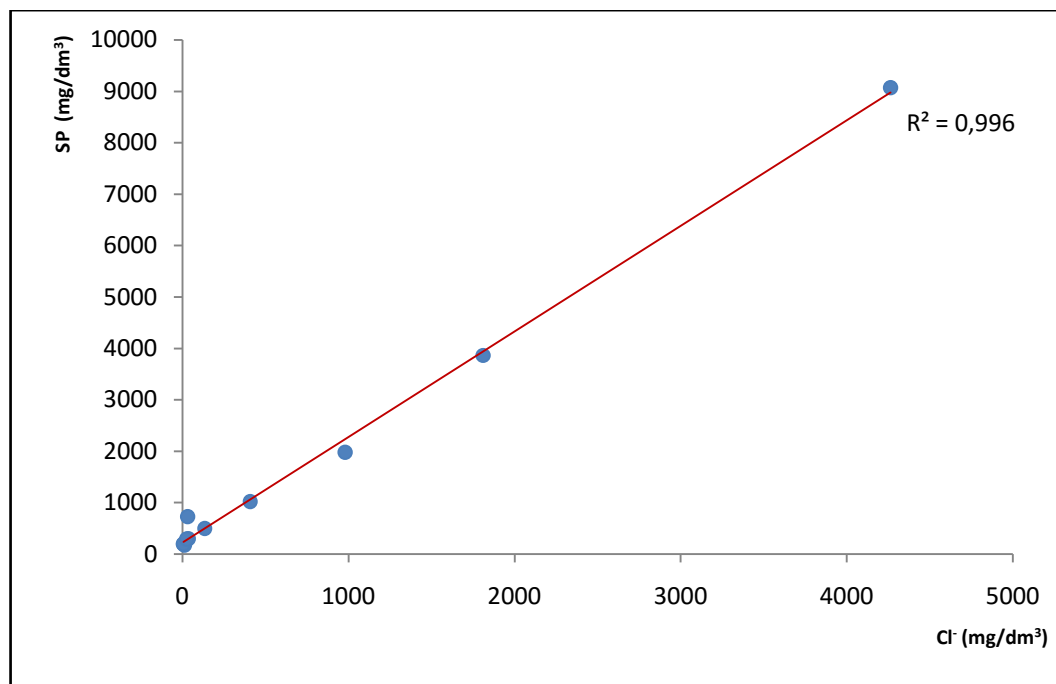
Ryc. 12. Zmiany stężenia chlorków wraz z głębokością w piętrze trzeciorzędowym

źródło: opracowanie własne na podstawie: zał. 1A-C



Ryc. 13. Zmiany suchej pozostałości wraz z głębokością w piętrze trzeciorzędowym

źródło: opracowanie własne na podstawie: zał. 1A-C



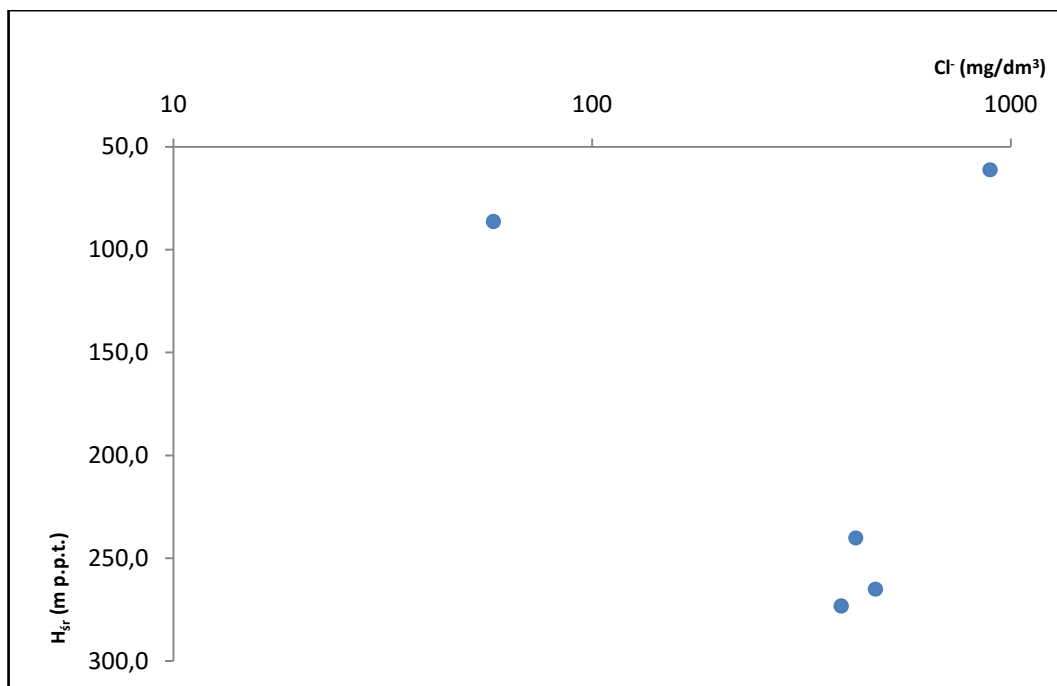
Ryc. 14. Współmienność pomiędzy stężeniem chlorków a suchą pozostałością w piętrze trzeciorzędowym

źródło: opracowanie własne na podstawie: zał.1A-C

Studnie bazujące na piętrze górnójurajskim występują po wschodniej, północnej i zachodniej stronie wysadu solnego (zał.2). Z przedstawionych w poprzednich rozdziałach parametrów hydrogeologicznych tego piętra wynika, że wysad solny stanowi poniekąd barierę dla wód spływających w kierunku NNW. Dlatego wody po zachodniej stronie mogą różnić się od wód po wschodniej stronie wysadu. Przy sporządzaniu rycin przyjęto jednak jednorodność tego piętra, nie wnikając w lokalizację studni.

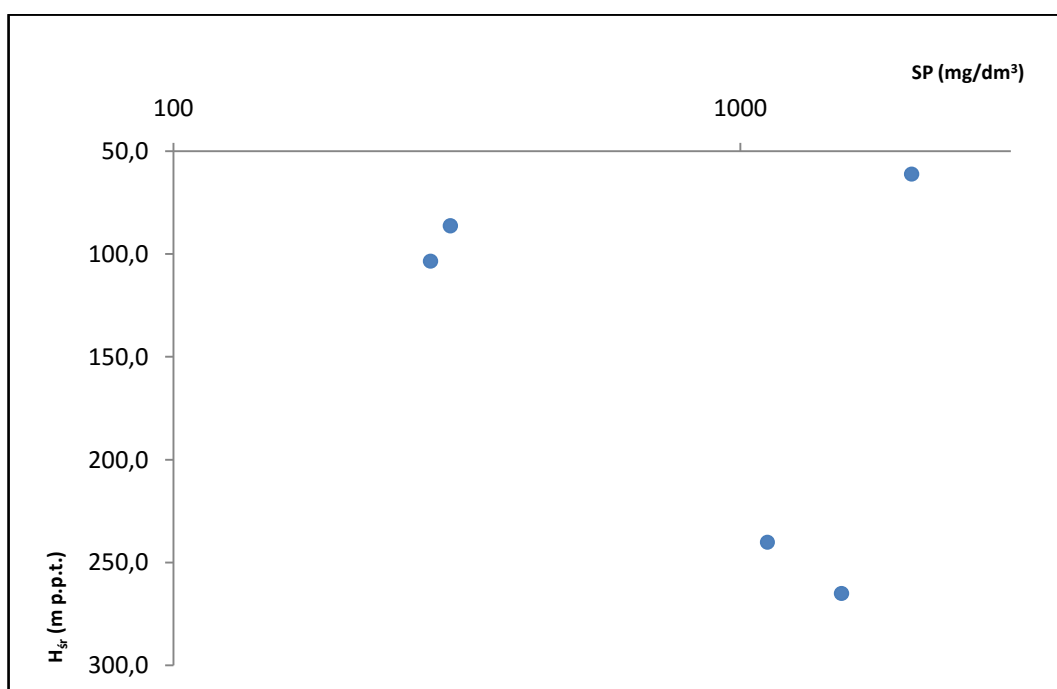
Strop zawodnionych utworów górnójurajskich, na których bazują studnie, znajduje się na głębokościach od 52 do 273 m. Najpłytsze zaleganie utworów górnójurajskich związane jest z miejscami ich wychodni podczwartorzędowych. W przeciwieństwie do poziomów trzeciorzędowych, piętro to cechuje się mniejszymi różnicami w zawartości jonów Cl⁻ (od 58 do 892 mg/dm³) oraz mineralizacji wody (od 284 do 1509 mg/dm³).

Także w tym piętrze nie występuje zależność pomiędzy głębokością wody a zawartością jonów chlorkowych oraz jej mineralizacją (ryc.15, ryc.16). Istnieje natomiast, podobnie jak w piętrze trzeciorzędowym, silna relacja chlorków z suchą pozostałością (ryc.17). Wskazuje na to współczynnik determinacji bliski jedności.



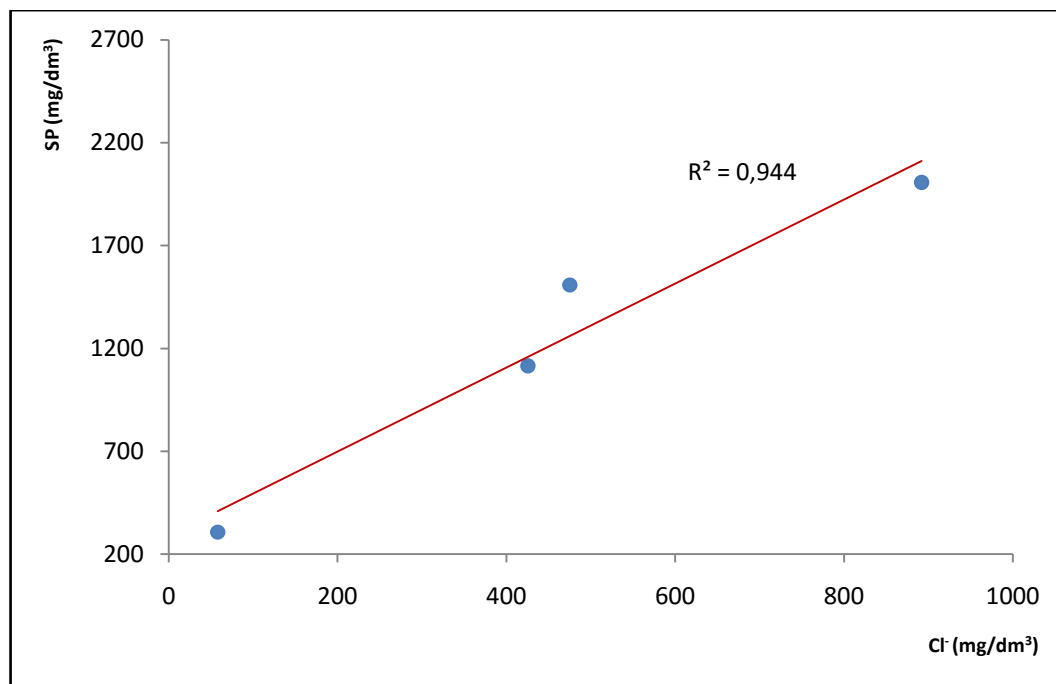
Ryc. 15. Zmiany stężenia chlorków wraz z głębokością w piętrze górnójurajskim

źródło: opracowanie własne na podstawie: zał.1A-C



Ryc. 16. Zmiany suchej pozostałości wraz z głębokością w piętrze górnójurajskim

źródło: opracowanie własne na podstawie: zał.1A-C



Ryc. 17. Współmienność pomiędzy stężeniem chlorków a suchą pozostałością w piętrze górnójurajskim

źródło: opracowanie własne na podstawie: zał.1A-C

Studnie (a raczej otwory hydrogeologiczne) ujmujące poziom permski prawdopodobnie zostały wykonywane równocześnie z realizacją projektu Z.Wernera, mającego za zadanie skartowanie zwierciadła solnego. Wskazuje na to rok ich wykonania. Otwory te osiągnęły residuum ilasto-gipsowe wysadu solnego. Napływająca woda pochodzi z rumoszu skalnego oraz gipsów czapy. Nawiercono silnie stężoną solankę o mineralizacji od 17 do 31 g/dm³ i zawartości jonów Cl⁻ wynoszących od 7 do 9 g/dm³. Wszystkie te trzy otwory zostały zlikwidowane. Z uwagi na nieliczny zbiór wartości nie wykonano graficznych zestawień.

4.5.1. Tło hydrogeochemiczne

Jedną z metod określenia, czy wody poszczególnych pięter wodonośnych w rejonie wysadu solnego Rogóźno odróżniają się w zakresie badanych parametrów od wód analogicznych pięter w innych regionach Polski, jest porównanie ich do tła hydrogeochemicznego.

Tło hydrogeochemiczne, wg *Słownika hydrogeologicznego* (2002) to „zakres zmienności elementu lub zespołu elementów hydrogeochemicznych, charakterystyczny

dla badanego środowiska, jednostki lub fragmentu jednostki hydrogeologicznej jednolitej pod względem hydrogeochemicznym. Tło jest ograniczone dolną i górną granicą, poza którymi występują wartości anomalne”. Tło można ustalić dla poszczególnych pięter, poziomów lub warstw wodonośnych, a nawet ich fragmentów (Macioszczyk i Dobrzyński 2002). Wyznaczanie tła polega na ustaleniu granicznych wartości rozpatrywanych elementów (lub elementu) hydrochemicznych. Zazwyczaj jest to przedział, w którym mieszczą się najczęściej występujące wartości (Pazdro i Kozerski 1990). Tło cząstkowe określa się dla pojedynczego elementu hydrogeochemicznego (np. tło chlorkowe), natomiast tło ogólne wyznacza się w odniesieniu do całego zespołu elementów (Macioszczyk 1976). Tło hydrogeochemiczne ustalone dla dużych jednostek określane jest mianem tła regionalnego, natomiast jeżeli dotyczy niewielkiego fragmentu obszaru, wówczas ma charakter lokalny (Macioszczyk i Dobrzyński 2002). Tło hydrogeochemiczne przydatne jest przy ocenie geogenicznego i antropogenicznego przekształcania chemizmu wód podziemnych. Górna granica naturalnego tła wskazuje na stężenia anomalne. W wodach gruntowych wartości anomalne najczęściej związane są z antropopresją. Analiza tła jest podstawową metodą wykrywania zanieczyszczenia wód podziemnych, zwłaszcza, gdy stężenia elementów występujących w wodzie nie przekraczają stężeń normatywnych, przewidywanych jako graniczne dla wód pitnych (Macioszczyk 1989).

W warunkach naturalnych w obrębie tła hydrogeochemicznego zawsze występują jakieś strefy bądź obszary anomalne, w obrębie których zawartość badanego elementu wykracza poza przedział określający tło. Przyczyny powstania poszczególnych anomalii mogą być bardzo zróżnicowane (tab.14). Wpływa na to szereg czynników natury geologicznej, geochemicznej, hydrogeologicznej, a niekiedy również antropogenicznej (Macioszczyk 1976). Anomalie te mogą mieć charakter ujemny lub dodatni. Anomalię hydrogeochemiczną ujemną tworzy zbiór wartości badanego elementu niższych od dolnej granicy tła, natomiast anomalię dodatnią tworzy zbiór wartości wyższych od górnej jego granicy (Macioszczyk i Dobrzyński 2002).

Anomalie naturalne tworzą się i istnieją w warunkach naturalnych, bez jakiegokolwiek udziału człowieka. Mogą one być syngenetycznie związane z rozpatrywanym poziomem wodonośnym, bądź też mogą mieć charakter epigenetyczny, dla których geologiczna przyczyna anomalności chemizmu wód nie jest związana z badanym poziomem wodonośnym. Anomalie epigenetyczne występują częściej niż syngenetyczne (Macioszczyk i Dobrzyński 2002).

Tabela 14. Klasyfikacja anomalii hydrogeochemicznych

Typ anomalii	Rodzaj anomalii	Przykłady przyczyn powstawania anomalii
Naturalne	syngenetyczne	<ul style="list-style-type: none"> - lokalnie bardzo utrudnione warunki wymiany wód powodują silne zabarwienie i utlenialność wód mioceńskiej formacji brunatno węglowej na Niżu Polskim; - lokalnie, w inwersyjnym układzie wysokie stężenia siarczanów we wkładkach zawierających gips
	epigenetyczne	<ul style="list-style-type: none"> - naturalna ascenzja w strefach predysponowanych tektonicznie wywołują anomalie np. mineralizacji, Cl^-, SO_4^{2-}; - rozpuszczenie przez wody podziemne soli lub gipsów z czap diapirów solnych wywołuje aureole zasolenia wód wokół tych diapirów; - aureole wód siarczanowych z mikroskładnikami w strefach wychodni złóż siarczkowych
Antropogeniczne	wzbudzone hydrodynamicznie	<p>a) zakłócenie naturalnych kierunków przepływu wód:</p> <ul style="list-style-type: none"> - ascenzja zasolonych wód podziemnych, wzbudzona intensywną eksploatacją, powoduje np.: anomalny wzrost mineralizacji, Cl^-, SO_4^{2-}, Na^+; - ingresja słonych wód morskich, związana z eksploatacją wód w strefie przybrzeżnej wywołuje anomalie mineralizacji, Cl^-, SO_4^{2-}, Na^+, Mg^{2+}; - wzmożony dopływ wód z warstw sąsiednich o innym chemizmie do warstwy eksploatowanej wywołuje w niej zmiany chemizmu wód; - zmiany stanu zwierciadła wód podziemnych wokół piętrzonych zbiorników wód powierzchniowych lub w obszarach drenowanych prowadzą często do naruszenia lokalnego reżimu hydrogeochemicznego; <p>b) zmiana warunków geochemicznych:</p> <ul style="list-style-type: none"> - wzrost miąższości strefy aeracji, związany z depresją eksploatacyjną (np.: w pradolinach przy nieznacznej pierwotnej miąższości strefy aeracji i obecności substancji organicznej), powoduje pojawienie się w ujmowanej wodzie anomalnych ilości Fe^{2+}, Mn^{2+}, SO_4^{2-}, wzrost twardości i mineralizacji; - wypełnianie się lejów depresji zamykanych kopalń podziemnych i powierzchniowych powoduje zmniejszanie się strefy aeracji i rozpuszczanie wytrąconych w jej obrębie wtórnych faz mineralnych, co może prowadzić do pojawienia się w wodach np.: wysokich stężeń metali ciężkich, siarczanów, siarkowodoru oraz do wzrostu twardości wody i mineralizacji.
	wywołane zanieczyszczeniami	<p>a) zanieczyszczenia lotne z powietrza, np.: SO_2 (emisje przemysłowe), dostające się do wód podziemnych wraz z opadami atmosferycznymi wywołują anomalie SO_4^{2-};</p> <p>b) zanieczyszczenia ciekłe, dostające się do wód podziemnych np.: w formie przecieków z sieci kanalizacyjnej lub z nieszczelnych zbiorników chemikaliów, ropy naftowej itd. wywołują lokalne anomalie;</p> <p>c) zanieczyszczenia stałe, podlegające wymywaniu i ługowaniu z wysypisk odpadów śmieci, hałd itp. są przyczyną powstawania anomalnych aureoli hydrochemicznych wokół wspomnianych obiektów;</p>
Poligenetyczne		<ul style="list-style-type: none"> - w wyniku eksploatacji następuje zintensyfikowanie naturalnej ascenzji oraz wywołanie dopływu zanieczyszczeń; - zdeprecjonowanie wód głębszych w strefie przybrzeżnej powoduje równocześnie ingresję wód morskich oraz dopływ zanieczyszczeń z warstw przypowierzchniowych.

Źródło: Macioszczyk i Dobrzyński 2002

Przyczyna powstania anomalii wzbudzonych hydrodynamicznie związana jest z działalnością gospodarczą człowieka, która prowadzi do zmiany reżimu hydrochemicznego w środowisku wód podziemnych lecz bez doprowadzania z powierzchni ziemi substancji zanieczyszczającej, zmieniającej skład chemiczny wód. Elementy hydrochemiczne wywołujące zmiany anomalne znajdują się w samej warstwie wodonośnej lub w jej otoczeniu. Zanieczyszczenia wytworzone przez człowieka doprowadzane są do środowiska wód podziemnych w formie zawiesin bądź roztworów wraz z wodami biorącymi udział w przyrodniczym cyklu krążenia wód. Dostawać się mogą z powietrza, wód powierzchniowych czy też z powierzchni ziemi. Dla środowisk tych są to substancje obce, których stężenia w normalnych warunkach wynoszą „0” (Macioszczyk 1976). Anomalia hydrogeochemiczna ma charakter przyrodniczy i dotyczy odmienności składu chemicznego wód od zakresu spotykanego najczęściej w danym środowisku hydrogeochemicznym (Macioszczyk i Dobrzyński 2002).

Dla warstw czwartorzędowych zakresy chlorkowego tła są zróżnicowane w różnych częściach Polski (tab.15). Wody występujące w utworach czołowo-morenowych Pojezierza Suwalskiego oraz w piaskach międzymorenowych odznaczają się zakresem tła najbardziej zbliżonym do przyjętego za naturalne. Nienaturalnie wysoka jest górna granica tła dla wód pochodzących z utworów sandrowych zlewni Omulwi oraz piasków glacialnych i fluwioglacialnych zlewni Utraty. Świadczy to o antropogenicznym zanieczyszczeniu wód, doprowadzającym do przekształcenia naturalnego tła hydrogeochemicznego. Na obszarach intensywnie użytkowanych rolniczo i przemysłowo oraz w aglomeracjach miejskich często zaznacza się przesunięcie górnej granicy tła hydrogeochemicznego (Macioszczyk 1989).

Dla rejonu wysadu solnego autor pracy wyznaczył tło chlorkowe wód czwartorzędowych (n=45) przy pomocy programu STATISTICA 7.1. (licencja w Pracowni Geologii UŁ). Interpretację tła przeprowadzono w oparciu o wykres prawdopodobieństwa. Jako granicę tła przyjęto wartości stężeń jonu Cl^- odpowiadające różnicy jednego odchylenia standardowego od oszacowanej wartości środkowej parametru (obejmującej 68% obserwacji) (Zdechlik i Kania 2003). Dolna granica tła wynosi 7 mg/dm^3 , natomiast górna 90 mg/dm^3 (ryc.18). W porównaniu z innymi zaprezentowanymi w tabeli 15 przedziałami tła, to wyznaczone dla rejonu Rogóżna cechuje się wysoką górną granicą. Dla pozostałych poziomów wodonośnych, z uwagi na niewielkie zbiory danych, nie można było wyznaczyć zakresów tła.

Tabela 15. Częstkowe tło hydrochemiczne w wybranych rejonach Polski

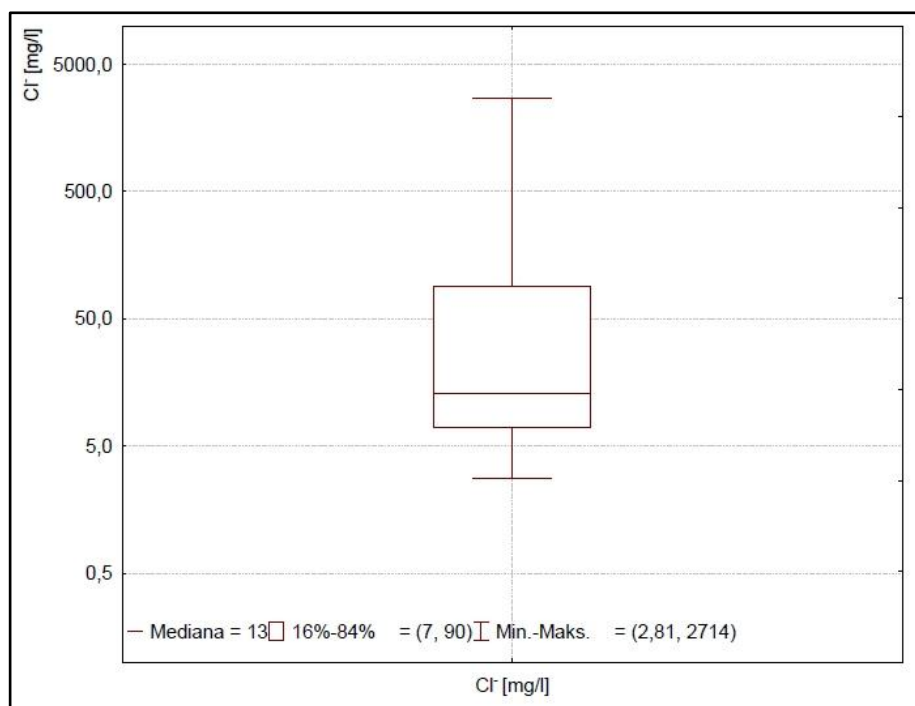
Obszar/rejon objęty badaniem (poziom stratygraficzny)	Tło hydrochemiczne Cl ⁻ [mg/dm ³]	Obszar/rejon objęty badaniem (poziom stratygraficzny)	Tło hydrochemiczne Cl ⁻ [mg/dm ³]
Żuławy Gdańskie GZWP 112 (Q)	1 - 26	piaski międzymorenowe Polski Północnej i Środkowej (Q)	2 - 20
Pojezierze Kaszubskie Pn (Q)	1 - 20	piaski pradoliny Supraśli (Q)	2 - 20
Pojezierze Iławskie Pn, Pp (Q)	5 - 31	Rejon pola Szczerców(Q/Tr*)	7 - 17
Pojezierze Iławskie GZWP 209-211 (Q)	3 - 17	Pojezierze Iławskie Pn, Pp (Tr)	1 - 32
Piaski czołowo-morenowe na pojezierzu Suwalskim Pp (Q)	2 - 20	Środkowa i zachodnia część Niecki Mazowieckiej (P)	2 - 60
Piaski sandrowe w obrębie zlewni Omulwi GZWP 216 (Q)	2 - 100	Środkowa i zachodnia część Niecki Mazowieckiej (M)	2 - 60
Centralna część wyżyny Białostockiej (Q)	2 - 132	rejon słupecko-słowieński (M)	2 - 40
Zlewnia rzeki Białej, aglomeracja Białystok	1 - 20	Rejon gdański (M)	2 - 40
Zabudowa miejska (Q)	3 - 95	Rejon bytowsko-szczeciński (M)	2 - 60
Miasto Poznań (Q)	3 - 90	Rejon poznańsko-sierakowski (M)	2 - 80
Zabudowa wiejska (Q)	2 - 70	Rejon śródzko-żniński (M)	2 - 40
Pola orne (Q)	4 - 39	Rejon lubuski (M)	2 - 80
Użytki zielone (Q)	5 - 70	Rejon wrocławski (M)	2 - 240
Lasy Pp (Q)	8 - 95	Rejon warszawsko-łukowski (M)	2 - 60
Piaski czwartorzędowe zlewni Utraty Pr (Q)	2 - 140	Środkowa i zachodnia część Niecki Mazowieckiej (O)	5 - 160
Rejon zwartej zabudowy miejsko-przemysłowej, rejon Warszawy Pr (Q)	41,3 - 71,2	Rejon pola Bełchatów (Tr/K-J**)	10 - 13
Rejon zabudowy podmiejskiej i rekreacyjnej, rejon Warszawy Pr (Q)	31,2 - 55,2	Rejon pola Szczerców (Tr/K-J**)	9 - 120
Rejon zabudowy podmiejskiej z niewielkim udziałem przemysłu i zakładów usługowych, rejon Warszawy Pr (Q)	0,7 - 12,7	Jura Krakowsko-Częstochowska (J)	2 - 20

* - kompleks nadwęglony (czwartorzęd i trzeciorzęd nadwęglony), ** - kompleks powęglowy (trzeciorzęd powęglowy i kompleks kredowo-jurajski), Q - czwartorzęd, Tr- trzeciorzęd, P - pliocen, M - miocen, O - oligocen, K - kreda, J - jura

źródło: opracowanie własne na podstawie: Macioszczyk 1989, Zdechlik i Kania 2003

Większe regionalne zróżnicowanie zakresów tła wykazują wody pochodzące z utworów trzeciorzędowych (miocenów) (Macioszczyk 1989). Dla całości trzeciorzędu niżowego przyjęto 100 mg/dm³ chlorków jako wartość graniczną, powyżej której zasolenie traktujemy jako anomalne (Macioszczyk i in. 1972).

Nad wysadem Rogóźno w kilku studniach odnotowano stężenie jonów Cl⁻ znacznie przekraczające wartość 100 mg/dm³ (ryc.12, zał.1B).

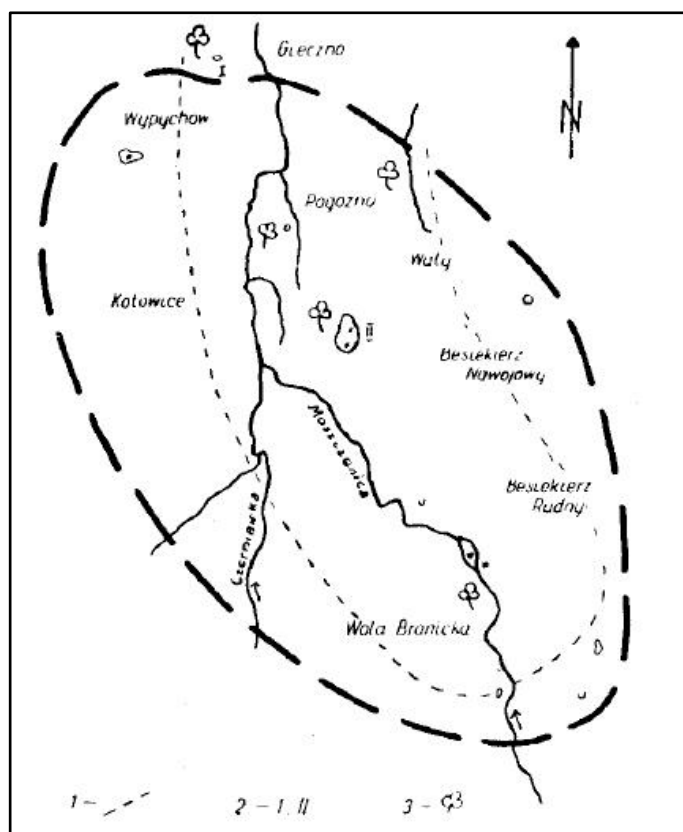


Ryc. 18. Chlorkowe tło hydrogeochemiczne wód piętra czwartorzędowego w rejonie wysadu solnego Rogóżno

źródło: opracowanie własne na podstawie: zał. 1A,C

Zasolenie wód trzeciorzędowych w okolicach Rogóżna można wiązać z ługowaniem wysadu solnego. Anomaliom chlorkowym towarzyszą anomalie siarczanowe związane z ługowaniem gipsów z gipsowych czap wysadów. W rejonie tym wydają się być bardzo prawdopodobny wpływ neotektoniki związanej z halokinezą (Macioszczyk i in. 1972). Rezultatem może być powstanie szeregu spękań i rozluźnień w nadkładzie egzematu solnego, otwierających drogę dla krążenia roztworów soli oraz ługów. W niektórych miejscach poziomy trzeciorzędowe łączą się z nadległymi piętrami czwartorzędownymi (tab.13), co może rzutować na tak wysoką wartość górnej granicy tła wód czwartorzędowych. Interesujący jest fakt, że anomalie epigenetyczne w trzeciorzędzie niżowym są wyraźnie przywiązane do pewnych tylko stref dyslokowanego podłoża (Macioszczyk i in. 1972).

Jaworski (1964) opisuje występowanie w rejonie wysadu solnego dwóch solnisk oraz kilku stanowisk roślinności słonolubnej (ryc.19).



1 - granica obszaru o podwyższonej zawartości chlorków w wodzie gruntowej,
2 - solniska, 3 - miejsca występowania halofitów

Ryc. 19. Schematyczna mapa powierzchniowych przejawów zasolenia na obszarze wysadu solnego Rogóźno

źródło: Jaworski 1964

Solniska są przejawem wynoszenia geogenicznie zasolonych wód ku powierzchni terenu. Świadczy to o możliwości przenikania wód z głębszego podłoża do wód gruntowych i powierzchniowych. W tabeli 16 przedstawiono chemizm wód solnisk.

Tabela 16. Analiza chemiczna wód z solnisk

Lokalizacja solniska	kationy (mg/dm ³)				aniony (mg/dm ³)		
	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	So ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Gieczno	640	80	1760	32	2470	1880	185
Rogóźno	349	45	n.o.	n.o.	3030	584	222

n.o. - nie oznaczono

źródło: Jaworski 1964

5. Sieć rzeczna w rejonie wysadu solnego Rogózno

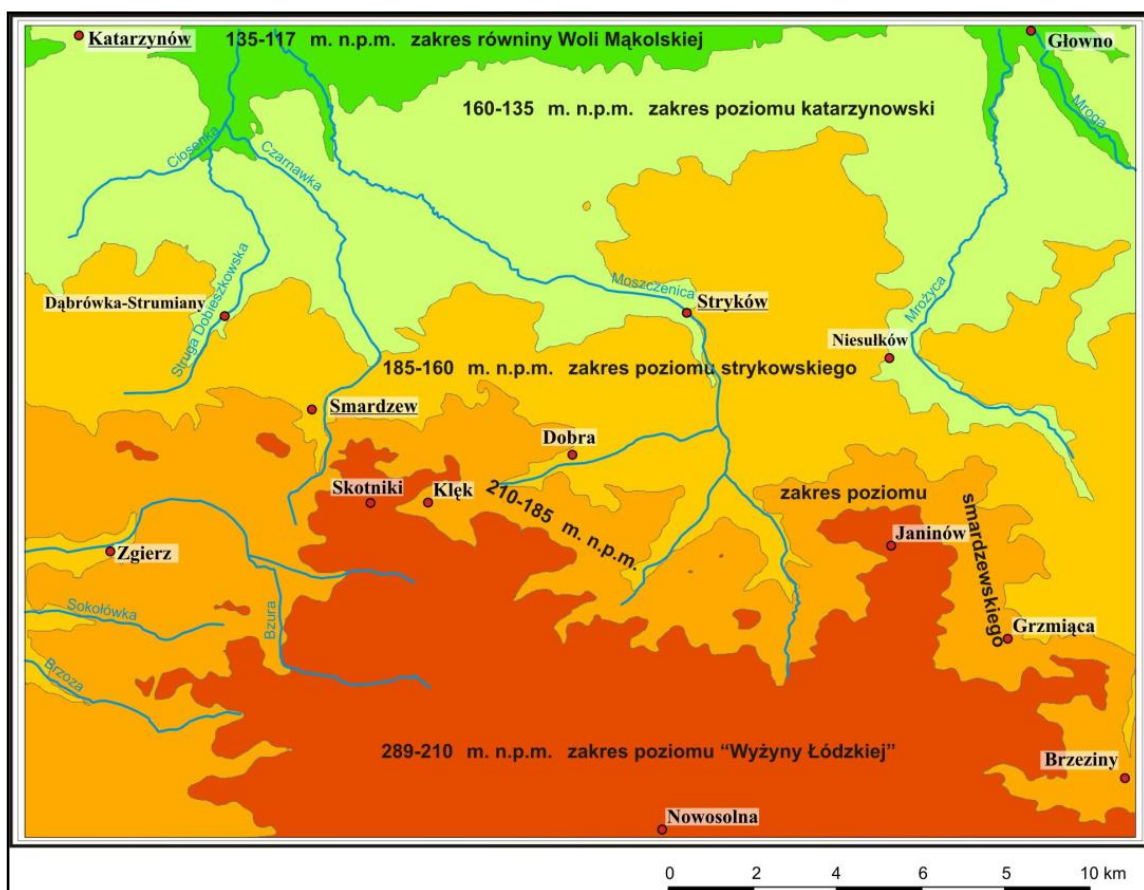
5.1. Współczesna sieć rzeczna w północnej części Wzniesień Łódzkich

Współczesna sieć hydrograficzna występująca w środkowej i północnej części Wyżyny Łódzkiej związana jest z fazą kataglacialną zlodowacenia warty (Maksymiuk 2001). Wody z topniejącego lądolodu początkowo płynęły siecią krzyżujących się i nakładających okresowych strumieni, charakterystycznych dla peryferyjnych stref ekstraglacialnych. Z czasem strumienie te zaczęły organizować linie stałego odpływu. W miarę wycofywania się lądolodu, równoleżnikowy kierunek odpływu stopniowo zanikał na rzecz południkowego (Jokiel i Maksymiuk 2000). Nachylenie powierzchni Wzniesień Łódzkich ku północy sprawia, że wody spływają w kierunku pradoliny warszawsko-berlińskiej (Moniewski 2004), będącą przedplejstocенską rynną erozyjną (Maksymiuk 2001). Pradolina ta, podobnie jak inne, powstała w okresie deglacjacji lądolodu północnopolskiego. Wody z topniejącej masy lodu oraz spływające z obszarów niezlodowaconych spotykały się i tworzyły ogromne rzeki płynące równolegle do jego czoła. Na skutek panującej wiecznej zmarzliny przeważała erozja boczna nad wgłębną, dlatego pradoliny są bardzo szerokie i stosunkowo płytkie (Jokiel 2004).

Modyfikacja ukształtowanej wówczas młodej sieci rzecznej w późniejszym plejstocenie oraz holocenie doprowadziła do powstania współczesnego przebiegu den dolinnych (Jokiel i Maksymiuk 2000).

Obecnie największą rzeką odwadniającą północną część Wyżyny Łódzkiej jest Moszczenica. Jest ona prawobrzeżnym dopływem Bzury. Całkowita długość rzeki wynosi nieco ponad 55 km, natomiast powierzchnia jej zlewni 519 km² (Czarnecka 2005). Moszczenica rozpoczyna się w dużej strefie źródłiskowej w okolicy wsi Byszewy, na której posadowiono kompleks stawów rybnych. W górnym odcinku biegu uchodzi do niej Młynówka (zwana też Strugą Dobieszkowską) oraz Kiełmiczanka. Kolejnym ważnym dopływem Moszczenicy, lecz już w jej środkowym biegu, jest Czerniawka (Moniewski 2004) (ryc.20). W dolnym odcinku, w obrębie pradoliny, jest recypientem dla wód Strugi wraz z Dezertą. Po przepłynięciu ponad 55 kilometrów, w okolicach wsi Orłów-Kolonia, uchodzi do Bzury (Czarnecka 2005).

W okolicach Rogózna do Moszczenicy wpływa Czerniawka wraz z wodami Dzierżanej i Ciosenki (ryc.20). Długość Czerniawki wynosi 16,6 km, natomiast powierzchnia elementarna zlewni niecałe 91 km², co stanowi około 19,5% całkowitej powierzchni zlewni Moszczenicy (tab.17) (Czarnecka 2005).



Ryc. 20. Przebieg sieci rzecznej na tle poziomów krawędziowych Wzniesień Łódzkich

źródło: Szmidt 2013

Tabela 17. Długości rzek oraz powierzchnie ich zlewni w północnej części Wzniesień Łódzkich

nazwa rzeki	długość rzeki [km]			powierzchnia elementarna zlewni [km ²]		
	całkowita	w rejonie wysadu solnego Rogóżno	% przypadający na wysad solny	całkowita	w rejonie wysadu solnego Rogóżno	% przypadający na wysad solny
Moszczenica	55,08	19,7	35,77	519,01	24,94	4,81
Czarnawka	16,56	8,57	51,75	90,87	8,57	9,43
Dzierżazna	9,76	-	-	42,21	-	-
Ciosenka	4,72	-	-	17,87	-	-
Dezerta	4,36	-	-	3,05	-	-

źródło: opracowanie własne na podstawie: Szaniawski 1963, Czarnecka 2005

Źródła

Moszczenica, podobnie jak Czerniawka, wypływa z najwyższego stopnia krawędziowego Wyżyny Łódzkiej - poziomu smardzewskiego (ryc.20) (Kamiński 1993). Ze względu na liczne stawy hodowlane usytuowane w niszy źródłiskowej trudno jednoznacznie ocenić jej całkowitą wydajność. Jeden z wypływów ma wydajność ok. $4,3 \text{ dm}^3/\text{s}$ (tab.18). Strefa wypływów jest stosunkowo szeroka lecz słabo widoczna, ponieważ maskują je stawy hodowlane. Poniżej stawów, w dolinie, występują jeszcze mało wydajne wycieki terasowe i podstokowe. Górny odcinek Moszczenicy zasilają także wody wypływające z dużej niszy źródłiskowej w Skoszewach Nowych (tab.18) oraz wody Młynówki (Strugi Dobieszkowskiej), będącej największym lewobrzeżnym dopływem na tym odcinku. Młynówka rozpoczyna się dwoma odcinkami źródłiskowymi zlokalizowanymi w okolicach wsi Imielnik Stary oraz przysiółka Borki. Południowy odcinek Młynówki, wypływający z okolic Borków, odwadnia duże źródłisko, w którym występuje kilkadziesiąt źródełek, wycieków i młak (tab.18) (Moniewski 2004).

W zlewni Czerniawki dobrze rozpoznane są, wchodzące w jej skał, zlewnie elementarne Dzierżąnej i Ciosenki, które od końca XX wieku podlegają obserwacjom prowadzonym przez Zespół Pracowni Ochrony Jakości Wód UŁ oraz Zakładu Hydrologii i Gospodarki Wodnej UŁ (np.: Jokiel 2002, 2004, Moniewski 2004, Ziulkiewicz 2010a). Dzierżązna bierze początek ze źródłiska w Rudunkach (tab.18), położonego na północnych krańcach Zgierza, w obrębie poziomu smardzewskiego (ryc.20). Znacznie powyżej źródłiska w Rudunkach Dzierżąną, przed przyjęciem wód Ciosenki, zasila także źródłisko w Głowie, położone we wschodniej części dużej jednostki morfologicznej zwanej sandrem grotnicko-lućmierskim (Tomalski i Tomaszewski 2007).

Bardziej wydajne źródłiska odwadniające sandr grotnicko-lućmierski znajdują się w zlewni Ciosenki. Rzeka bierze początek z dwóch sąsiadujących ze sobą źródeł w Rosanowie (tab.18). Trzecie źródłisko znajduje się we wsi Ciosny-Sady, położone około 2 km na północny-wschód od Rosanowa. Wszystkie położone są w obrębie poziomu katarzynowskiego (ryc.20). Źródło Rosanów II jest najwydajniejszym rozpoznany wypływem z utworów czwartorzędowych w obrębie Polski Środkowej (Moniewski 2004).

Obszary źródłowe Czerniawki, które znajdują się w rejonie Łagiewnik Nowych, nie były przedmiotem badań i analiz krenologicznych, stąd brak jakichkolwiek informacji o nich.

Przeciętny odpływ ze źródeł w półroczu zimowy jest nieco większy niż w półroczu letnim (51%-49%). Jedynie w Rudunkach i Skoszewach minimalnie więcej wody odpływa

w półroczu ciepłym. Średni odpływ jednostkowy dla większości źródeł (tab.18) zawiera się w przedziale $4,0-6,5 \text{ dm}^3/\text{s}\cdot\text{km}^2$, co świadczy o płytkim nacinaniu warstw wodonośnych przez nisze. Znacznie wyższa wartość odpływu jednostkowego dla źródeł w Rosanowie I i II wskazuje na zasilanie tych nisz przez dwa poziomy wodonośnie horyzontalnie drenowane. Koncentracja wydajności większości źródeł przypada na luty i marzec, co związane jest z okresem roztopowym. Temperatura wód źródłanych zbliżona jest do średniej rocznej temperatury powietrza, a ich odczyn zamyka się w wąskich granicach (tab.18) (Moniewski 2004).

Do niszy źródłiskowej w Ciosnach mogą napływać zanieczyszczone wody pochodzące ze zbiorników z chłonnym dnem zlokalizowanych w sąsiedztwie autostrady. Przed otwarciem autostrady, w latach 2001-2002 oraz 2005-2006, przeprowadzono badania wód źródłanych, które stanowią punkt odniesienia w analizie ewentualnej wielkości antropopresji. W tym okresie woda wypływająca z niszy cechowała się jedną z najniższych mineralizacji w porównaniu z innymi analizowanymi wypływami w regionie (tab.18) (Ziułkiewicz i in. 2006).

We wszystkich wypływach sandrowych najniższe wartości przewodności elektrolitycznej właściwej odnotowano w czasie maksimum ich wydajności, która, wg Moniewskiego (2004) przypada w lutym. Wiosną wody z charakteryzowanych źródełkach cechują się nieco niższym odczynem niż jesienią (Ziułkiewicz i in. 2006).

Wg klasyfikacji Szczukariewa-Prikłonskiego wody źródlane północnej części Wzniesień Łódzkich reprezentują typ dwu- i trójjonowy: $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ i $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$. Inny typ przeważnie wskazywałby na dopływ zanieczyszczeń antropogenicznych do zlewni podziemnej (Ziułkiewicz i in. 2006).

Tabela 18. Charakterystyka obszarów źródłowych w dorzeczu Moszczenicy

Zlewnia	nazwa	Q	Q _{max}	Q _{min}	q	PK	T	pH	PEW	TDS	Cl ⁻	Na ⁺	a	b	c	d
Ciosenki	Rosanów II	7,7 ²	10,5 ²	5,1 ²	6,7 ²	II ²	8,9 ²	7,2 ²					54,4 ⁶	64,8 ⁶	55,9 ⁶	3,5 ⁶
	Rosanów I	41,0 ²	50,9 ²	30,2 ²	12,2 ²	III ²	9,2 ²	7,3 ²								
							12,0 ³	7,2 ³ (uśrednione)	406 ³							
							c-9,5, w-9,2 ³	c-7,1, w-7,3 ³	c-290, w-340 ³	c-305,6, w-328,4 ³	c-7,9, w-14,1 ³	c-3,3, w-4,8 ³				
	Ciosny	21,3 ²	29,8 ²	15,4 ²	5,8 ²	II ²	9,2 ²	7,3 ²								
			28,3 ⁴	10,9 ⁴				przy Q _{min} - 7,75, przy Q _{max} - 7,35 ⁴ (uśrednione)		220-350 ⁴	przy Q _{min} - 11, przy Q _{max} - 12,5 ⁴ (uśrednione)					
							9,5 ³	7,38 ³	280 ³	265,4 ³	12,2 ³	5,0 ³				
							9,5 ⁵	7,4 ⁵		305 ⁵ (jako SP)	10,5 ⁵					
Dzierżącej	Głowa	6,9 ²	9,6 ²	4,0 ²	4,5 ²	II ²	9,4 ²	7,5 ²					-	-	-	-
							9,6 ³	7,5 ³	320 ³	288,9 ³	15,2 ³	66 ³				
	Rudunki	7,3 ²	9,8 ²	5,0 ²	11,0 ²	V ²	8,9 ²	7,2 ²								
							9,0 ³	7,17 ³ (śr. arytmetyczna z max i min)	700 ³	662,3 ³	24,2 ³	16,6 ³				
Moszczenicy	Skoszewy Nowe	18,6 3,6 ²	27,5 5,7 ²	12,6 2,2 ²	6,4 - ²	VII III ²	8,5 ²	7,1 ²					16,8 ⁶	24,3 ⁶	18,8 ⁶	0,6 ⁶
	Byszewy	4,3 ²														
Młynówki	Imielnik	3,6 ²	5,4 ²	2,5 ²	-	III ²	8,9 ²	7,3 ²	447 ^{1,A}	249,1 ^{1,A}	10,2 ^{1,A}	6,0 ^{1,A}	18,0 ⁶	21,4 ⁶	18,7 ⁶	1,1 ⁶
	Borki	32,7 ²	48,3 ²	24,1 ²	5,9 ²	II ²	8,6 ²	7,0 ²								

Wydajność źródła: Q - średnia (dm³/s), Q_{max} - maksymalna (dm³/s), Q_{min} - minimalna (dm³/s), q - średni odpływ jednostkowy (dm³/s*km²), PK - pora koncentracji wydatku (miesiąc), T - średnia temperatura wody (°C), pH - przeciętny (średni) odczyn wody, PEW - przewodność elektrolityczna właściwa (µS/cm), TDS - mineralizacja ogólna wody (mg/dm³), Cl⁻ - zawartość chlorków w wodzie (mg/dm³), Na⁺ - zawartość sodu w wodzie (mg/dm³), a - suma wydatku źródeł (dm³/s), b - udział sumy wydatku źródeł w średnim odpływie gruntowym zlewni (%), c - udział sumy wydatku źródeł w średnim odpływie całkowitym zlewni (%), d - jednostkowy odpływ wód źródłowych w zlewni (dm³/s*km²), c - cembrownia, w - wypływ, A - wartość średnia dla wszystkich rozpoznanych źródeł w dolinie rzeki

źródło: opracowanie własne na podstawie: ¹ - Hereźniak-Ciotowa, Ziulkiewicz 1996 (termin badań: kwiecień 1996); ² - Moniewski 2004 (termin badań: marzec 1998 - luty 2001), ³ - Ziulkiewicz i in. 2006 (termin badań: październik 2001 - październik 2002), ⁴ - Ziulkiewicz 2007 (termin badań: czerwiec 2005 - maj 2006), ⁵ - Ziulkiewicz 2010 (termin badań: rok hydrologiczny 2007), ⁶ - Walish 2007 (termin badań: lata 1996-1997).

Wydajność wielu źródeł, pomimo znaczącego wpływu warunków hydrogeologicznych, uzależniona jest w dużym stopniu od sezonowych zmian warunków pogodowych (Moniewski 2004).

Rzeki

W półroczu zimowym z regionu łódzkiego odpływa ok.57% ogólnej masy wody odprowadzanej z tego terenu (Jokiel 2004). Najwyższe odpływy notowane są na przełomie marca i kwietnia (Maksymiuk 2001), co odpowiada porze koncentracji wydajności źródeł (tab.18) (Moniewski 2004). Wzmoczone zasilanie powierzchniowe koryt rzecznych w wyniku roztopów sprawia, że mimo największej koncentracji wydajności źródeł udział wód źródłanych w odpływie całkowitym jest najmniejszy (Tomalski i Tomaszewski 2007). Najniższe odpływy występują we wrześniu i październiku. Są one efektem przedłużania się niżówek letnich (Maksymiuk 2001), przejawiających się brakiem powierzchniowego i podpowierzchniowego zasilania. W tym okresie występuje największy udział wód źródłanych w odpływie całkowitym (Tomalski i Tomaszewski 2007).

Moszczenica oraz Czarniawka cechują się reżimem niwalnym średnio wykształconym, który w tym rejonie odznacza się równowagą zasilania podziemnego i powierzchniowego w odpływie całkowitym (tab.19) (Jokiel 2004).

Charakterystyki poszczególnych odcinków Moszczenicy zaprezentowane w tabeli 19 pokazują, że „półwysep garbu łódzkiego” jest silnie zaakcentowany zarówno pod względem ilości opadów atmosferycznych, jak również kształtowania się odpływu i jego poszczególnych składowych. Na Wzniesieniach Łódzkich dość czytelnie zaznacza się gradient opadowy, który wynosi ok. 70 mm/100 m wysokości (Dubaniewicz 1974). Każdy odcinek biegu Moszczenicy cechuje się innymi wartościami poszczególnych parametrów (tab.19), które maleją ku ujściu rzeki do Bzury.

Tabela 19. Charakterystyka poszczególnych odcinków Moszczenicy

odcinek Moszczenicy	a	b	c	d	e	f
górny	4-5	3-4	60-70	6,1-7,0	3,6-4,0	>60
środkowy (nad wysadem solnym), a także Czarniawka i Dzierżazna	4-5	2-3	50-60	5,1-6,0	3,1-3,5	56-60
dolny (poniżej wsadu solnego)	3-4	<2	40-50	4,1-5,0	2,6-3,0	51-55

a - odpływ całkowity [$\text{dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$], b - odpływ podziemny [$\text{dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$],

c - udział odpływu podziemnego w całkowitym [%], d - jednostkowy odpływ całkowity [$\text{dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$]

e - jednostkowy odpływ podziemny [$\text{dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$], f - udział odpływu podziemnego w całkowitym [%]

źródło: opracowanie własne na podstawie Jokiel 2004

Nad wysadem solnym Moszczenica łokuje swój środkowy bieg (Szaniawski 1963). Gęstość sieci rzecznej w środkowej Polsce jest bardzo zróżnicowana – waha się od 0,2 do 0,6 km/km² (Jokiel 2004). W rejonie wysadu solnego gęstość sieci rzecznej jest stosunkowo duża i wynosi ok. 0,579 km/km² (Szaniawski 1963). Nieco ponad 1/3 całkowitej długości Moszczenicy oraz ponad połowa długości koryta Czerniawki znajduje się na opisywanym obszarze (tab.17). Powierzchnia zlewni przypadająca na rejon wysadu solnego w stosunku do całkowitej powierzchni zlewni Moszczenicy jest niewielka. W okolicach Rogóżna, poza Moszczenicą i Czerniawką, płyną także bezimienne ciek, których łączna długość wynosi około 3 km (Stelmaszczyk 1973).

Dla poszczególnych, scharakteryzowanych odcinków rzek, obserwuje się dość znaczne zmiany spadku oraz różnicy w prędkości prądu (tab.20). Minimalne i maksymalne wartości prędkości prądu obydwu rzek związane są z usytuowanymi wzdłuż ich koryt stawami. Najwolniejsze tempo płynięcia wód w tych rzekach występuje przed stawami ulokowanymi: na Moszczenicy w Besiekierzu Rudnym oraz na Czerniawce – w Bądkowie. Największe prędkości występują poniżej zapór na tych stawach (tab.20) (Szaniawski 1963).

Tabela 20. Morfodynamika i struktura koryta Moszczenicy i Czerniawki w rejonie wysadu solnego Rogóżno: a) współczynnik krętości i spadek rzek; b) parametry koryta rzek i płynących nim wód

a)

rzeka	współczynnik krętości		spadek rzeki [%]	
	poniżej ujścia Czerniawki	powyżej ujścia Czerniawki	poniżej ujścia Czerniawki	powyżej ujścia Czerniawki
Moszczenica	0,653	0,736	1,73	1,80
Czerniawka	-	-	1,80	

b)

rzeka	prędkość prądu rzeki [m/min]		szerokość koryta [m]	średnia głębokość do wody [m]	średnia rozpiętość głębokości [m]	debit rzeki [m ³ /min]
	minimalna	maksymalna				
Moszczenica	13,92	68,18	2-11	0,46	0,23-0,6	27-138
Czerniawka	27,65	39,0	2,5-4,5	0,44	0,34-0,57	44-88

źródło: opracowanie własne na podstawie Szaniawski 1963

Na Moszczenicy obserwuje się znacznie większe zmiany w szerokości koryta niż na Czerniawce (tab.20). Związane jest to z dominującą rolą Moszczenicy w tym rejonie. Czerniawka, jako mniejsza rzeka, odprowadza mniej wody, lecz wahania w jej ilościach nie są tak duże jak w przypadku Moszczenicy (Szaniawski 1963).

Poza rzekami stale prowadzącymi wody, w okolicach Rogóżna występują niewielkie (przeważnie hodowlane) stawy oraz liczne rowy melioracyjne odwadniające teren.

Na Moszczenicy w Giecznie znajduje się wodowskaz Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (fot.2). Przepływy charakterystyczne oraz stany wód Moszczenicy zaprezentowano tabeli 21.



Fot. 2. Wodowskaz na Moszczenicy w Giecznie

(autor: Michał Górecki)

Według Szczepańskiego (1995-1996) zlewnia Moszczenicy reprezentuje typ wyżynny, który odznacza się spadkami rzeki, płynącej na średniej wysokości 400-250 m n.p.m., w granicach 2-5‰ oraz nachyleniem zlewni 5-20‰. Bardziej precyzyjnych informacji dotyczących typologii wód w Polsce dostarcza opracowanie Błachuty i in (2010). Według typologii zaprezentowanej przez autorów opracowania Moszczenica należy do grupy nizinnych potoków piaszczystych (podobnie jak jej dopływy), charakteryzujących się spadkami koryta w przedziale <1-5‰. Koryta te przybierają postać długich odcinków o spokojnym nurcie, w obrębie których występują krótkie bystrzyny z nurtem turbulentnym. Wody płynące w tych potokach odznaczają się przewodnością elektrolityczną właściwą

w zakresie $<350-500 \mu\text{S/cm}$ oraz odczynem od 6,0 do 8,2. Dolny odcinek Moszczenicy jest silnie przekształcony, a koryto mocno uregulowane i wyprostowane.

Tabela 21. Stany wody i przepływy charakterystyczne Moszczenicy dla posterunku w Giecznie

Stany wody [cm]*	
WWW	316
NNW	120
Przepływy [m ³ /s]**	
WWQ	9,42
SWQ	4,72
SSQ	0,92
SNQ	0,29
NNQ	0,17

* - z lat 1971 - 1990

** - z lat 1977 - 1990

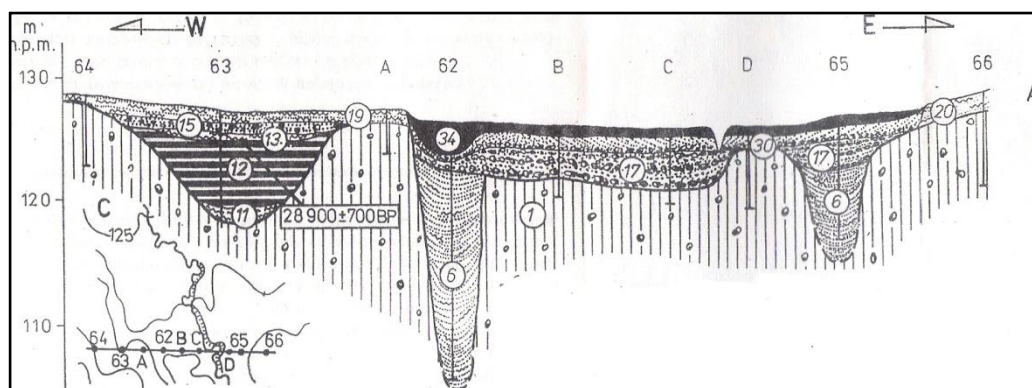
źródło: Szczepański 1995-1996

5.2. Rozwój doliny Moszczenicy w plejstocenie i holocenie

Moszczenica jest jedną z większych rzek regionu łódzkiego. Od schyłku zlodowacenia warty dno doliny rzecznej ulegało intensywnym przeobrażeniom, o czym świadczą zachowane formy kopalne. Ogół zjawisk tworzących podstawy dla funkcjonowania doliny Moszczenicy pojawił się, podobnie jak w całym regionie, na przełomie zlodowacenia warty i interglacjału eemskiego. Do najważniejszych procesów i warunków można zaliczyć: wododziałowy charakter Wyżyny Łódzkiej, rzeźbę terenu determinowaną tektoniką podłoża i późniejszą działalnością lądolodu, zmianę warunków klimatycznych i reżimu hydrologicznego, istnienie i przeobrażanie lokalnych baz drenażowych oraz głównej bazy w postaci pradoliny warszawsko-berlińskiej. Na wydajność procesów morfogenetycznych kształtujących dno doliny Moszczenicy w vistulianie i holocenie wpłynęła urozmaicona powierzchnia stropu warciańskich osadów zwałowych. Współczesny charakter odpływu i zróżnicowane parametry doliny Moszczenicy nawiązują po części do tych procesów. Ze względu na stopień urozmaicenia stropu warciańskich osadów morenowych oraz ich charakter Kamiński (1993), który szczegółowo zajmował się tematyką transformacji doliny Moszczenicy od czasów ustąpienia lądolodu, podzielił rzekę na kilka

fragmentów. W okolicach wysadu solnego Rogóżno znajdują się trzy scharakteryzowane odcinki: Kębliny-Wola Branicka, Wola Branicka-Rogóżno oraz Rogóżno-Boguszyce.

Odcinek między Wolą Branicką a Rogóżnem zawiera się w całości w obrębie poziomu równiny Woli Mąkolskiej (ryc.20). Charakterystyczną cechą tego fragmentu jest niewspółmiernie duża szerokość doliny, która zaznacza się jedynie w formie kopalnej, i wynosi około 700 metrów. Na tym odcinku występują dwa wyraźne obniżenia. Są to głęboko wcięte doliny (do co najmniej 30 metrów) w osadach zwałowych o charakterze paleokoryt, wypełnione piaskami drobnoziarnistymi z detrytusem roślinnym. Powstały one w wyniku erozyjnej działalności rzeki u schyłku warty. Tak silna erozja wgłębna musiała zachodzić w warunkach występowania dużych spadków terenu. Doliny te mają szerokość około 60 metrów w rejonie Warszyc (ryc.21) do ponad 200 w stanowisku Wypychów-Gieczno. W okolicach Warszyc rozpoznano dwie równowiekowe formy erozyjne, które w Rogóżnie tworzą jedno, potężne rozcięcie o głębokości co najmniej 30 metrów i szerokości ponad 200 (Kamiński 1993).



Warta: 1 - glina zwałowa i starsze podłoże; Eem: 6 - piaski średnio- i drobnoziarniste z domieszką detrytusu roślinnego; Vistulian: 11 - muły mineralne spod osadów organicznych interstadiału dekamp, 12 - muły organiczne - interstadiał dekamp, 13 - muły mineralne znad osadów organicznych interstadiału dekamp, 15 - piaski różnoziarniste i żwiry - górny plenivistulian, 17 - piaski różnoziarniste i żwiry - późny vistulian, 19 - piaski pylaste - późny vistulian, 20 - piaski średnioziarniste i drobnoziarniste - późny vistulian; Holocen: 30 - osady korytowe - nierozdzielone, 34 - osady powodziowe - nierozdzielone.

Ryc. 21. Wcięcia erozyjne w osadach zwałowych w rejonie Warszyc

źródło: Kamiński 1993

Najdalej na północ położony jest odcinek Rogóżno-Boguszyce, który także zawiera się w obrębie poziomu Woli Mąkolskiej i skierowany jest wprost ku pradolinie warszawsko-berlińskiej. Podłoże glacialne w tym fragmencie jest urozmaicone, z licznymi

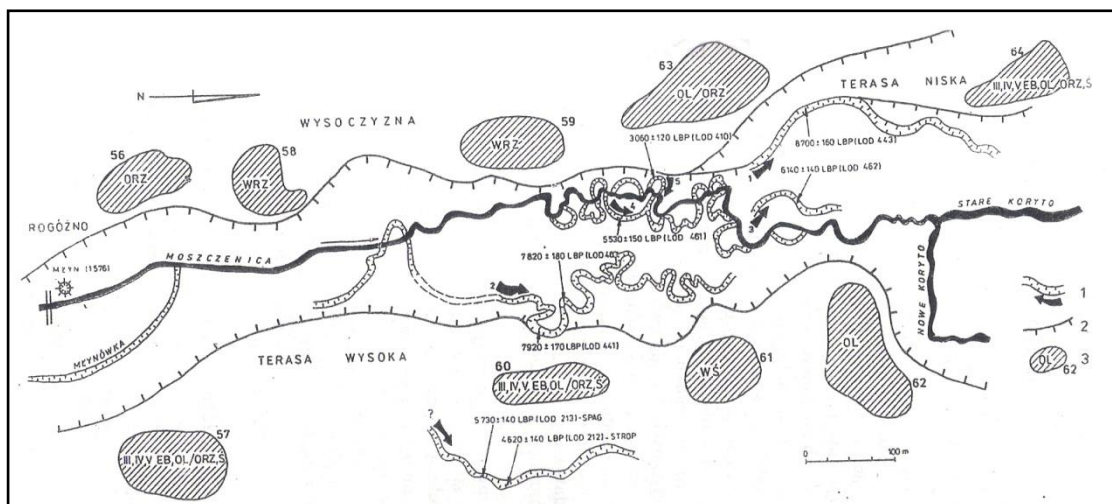
przegłębieniami, których genezę należy wiązać z procesami odpowiedzialnymi także za ukształtowanie odcinka Wola Branicka-Rogóżno (Kamiński 1993).

Procesy erozyjne zachodzące u schyłku zlodowacenia warty i początku interglacjału eemskiego nie doprowadziły do wyrównania profilu rzeki. Przyczyniła się do tego znaczna rozciągłość stopni krawędziowych w obrębie których występowały liczne przegłębienia, stanowiące lokalne bazy erozyjne dla poszczególnych odcinków (Kamiński 1993).

W okresie od ustąpienia lądolodu warty po interglacjał eemski dolina Moszczenicy pomiędzy Wolą Branicką a Giecznem prawdopodobnie kształtowana była w zupełnie innej sytuacji morfologicznej. Wówczas spadek terenu w kierunku północnym musiał osiągać znacznie większe wartości, o czym świadczy głębokie wcięcie doliny w stosunku do odpowiedniego poziomu w pradolinie Warszawsko-Berlińskiej oraz zupełnie odmienny charakter potężnych, kopalnych form erozyjnych w porównaniu do obecnej, ledwie zaznaczonej i pozbawionej terasy doliny. Na tym odcinku Moszczenica ulokowała swoje koryto zgodnie z przebiegiem dłuższej osi wysadu solnego (zał.2). Także krasowienie czapy wysadu przyczyniło się do urozmaicenia powierzchni stropowej warciańskiej gliny zwałowej. Głębokie formy kopalne oraz dzisiejsza dolina Moszczenicy nawiązują do zjawisk krasowych zachodzących w czapie iłowo-gipsowej, zwłaszcza w jej centralnej części. Zauważalna jest także pewna współzależność między przebiegiem doliny rzecznej a obniżeniami w stropie osadów trzeciorzędowych. Jest bardzo prawdopodobne, że głębokie i wąskie wcięcia erozyjne w glinie warciańskiej nawiązują do obniżzeń krasowych w czapie wysadu, powielanych w kolejnych okresach geologicznych (Kamiński 1993).

Zmiana odpływu z roztopowego na meandrowy dokonała się prawdopodobnie przed schyłkiem młodszego dryasu. Moszczenica na wszystkich opisywanych odcinkach miała, oraz nadal posiada, zdolności do silnego meandrowania (Kamiński 1993).

W holocenie, na odcinku pomiędzy Wolą Branicką a Rogóżnem, występował odpływ meandrowy, o czym świadczy blisko stu metrowej szerokości strefa odsypów meandrowych. W okolicach Warszyc zaznaczają się bardzo wyraźne ślady meandrowania z niedalekiej przeszłości (przełom subboreału i subatlantyku) w postaci paleokoryt. W rejonie Rogóżna, w obrębie holocenijskiego dna o szerokości od 100 do 300 metrów, występują liczne paleomeandry oraz dłuższy odcinek porzuconego przez rzekę koryta (ryc.22). Najstarsze ślady odpływu meandrowego wydatowano na schyłek boreału i początek atlantyku. Także w tym okresie, w wyniku wezbrania, Moszczenica skróciła swój bieg, porzucając koryto we wschodniej strefie doliny. Na przełomie subboreału i atlantyku nastąpił proces odcinania meandrów z nowego koryta (Kamiński 1993).



Ryc. 22. Menandrowy charakter Moszczenicy w rejonie Rogóżna

źródło: Kamiński 1993

Obecny przebieg koryta Moszczenicy odznacza się wyraźnym zmniejszeniem krętości w porównaniu z atlantykiem czy subborealem. Współcześnie rzeka nadal meandruje, jednak ze zmienną, i nie tak dużą, intensywnością. Zarówno zmniejszenie długości rzeki jak i zmienne jej zachowanie jest rezultatem działalności człowieka. Odcinek Rogóżno-Boguszyce wyróżnia się na tle innych, wyżej położonych fragmentów, istnieniem wyraźnie zaznaczonych i czytelnych poziomów terasowych w holocenijskim dnie. Występują w nim także dwa koryta Moszczenicy. Jedno jest korytem naturalnym, drugie natomiast sztucznym, obecnie wykorzystywanym przez rzekę, położonym nieco na wschód od naturalnego (ryc.22) (Kamiński 1993). Odległość między nimi wynosi około 100-250 metrów (Stelmaszczyk 1972). Nowe (sztuczne) koryto wykopano w XIV wieku na potrzeby powstającej kuźnicy. Młotownia funkcjonowała przez niespełna dwa wieki. Po jej upadku zdemontowano również całą zabudowę hydrotechniczną. Od tego momentu obserwuje się bardzo intensywne meandrowanie i wcinanie rzeki płynącej „nowym” korytem. Naturalne koryto, po odcięciu dopływu wody, stosunkowo szybko zanikło (Kamiński 1993).

W podłożu współczesnego koryta Moszczenicy istnieje wiele rozcięć wypełnionych materiałem aluwialnym. Umożliwiają one drenaż głębszych horyzontów wodonośnych i tworzą nowe drogi dopływu wody, niż tylko lateralny dopływ wód gruntowych.

5.3. Warunki hydrochemiczne Moszczenicy na tle innych rzek regionu

Górny odcinek Moszczenicy cechuje się średnią przewodnością elektrolityczną właściwą w granicach 327-404 $\mu\text{S}/\text{cm}$. W środkowym biegu rzeki, który reprezentuje jeden posterunek w Giecznie, woda odznacza się konduktywnością wynoszącą 381 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (tab.22). Pomimo przepłynięcia kilkunastu (kilkudziesięciu) kilometrów, w tym także przez obszary silnie zurbanizowane, oraz przyjęcia licznych dopływów, nie zaobserwowano wzrostu tego parametru. Dopiero przed ujściem Moszczenicy do Bzury, w posterunku Orłowo (tab.22), odnotowano zwiększenie PEW do wartości 517 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Wraz z biegiem rzeki nie obserwuje się znaczącego podwyższenia przewodności elektrolitycznej właściwej. Jeszcze mniejsze różnice, a w zasadzie ich brak, pomiędzy górnym a dolnym odcinkiem rzeki obserwuje się w stężeniach jonów Cl^- . Wody Moszczenicy w górnym biegu zawierają średnio od 15,5 do 33,8 mg/dm^3 Cl^- . Przed ujściem do Bzury stężenia chlorków w wodzie rzecznej wynoszą 26 mg/dm^3 (tab.22).

W rzekach regionu łódzkiego (tab.23 i 24), pomimo względnie jednolitych warunków środowiskowych (Jokiel 2004), obserwuje się znaczne różnice w PEW oraz stężeniach jonów Cl^- w wodzie. Główną przyczyną tak dużej rozpiętości analizowanych cech jest działalność człowieka. Skrajnym przykładem może być rzeka Ner, która po wypłynięciu z silnie zagospodarowanego terenu miasta Łodzi oraz przyjęciu oczyszczonych i nieoczyszczonych wód zrzucanych przez Grupową Oczyszczalnię Ścieków, cechuje się podwyższonym parametrem PEW oraz zawartością chlorków. Wody Moszczenicy na całym jej odcinku, w porównaniu do otaczających ją rzek łódzkich, odznaczają się przeciętnym PEW oraz stężeniem jonów Cl^- (ryc.23, tab.23). Wskazuje to na niezbyt silne oddziaływanie antropopresji na kształtowanie chemizmu wody. Oprócz Ojrzanki wszystkie pozostałe rzeki, w tym również Moszczenica na całym swoim biegu, posiadają więcej rozpuszczonych jonów chlorkowych niż rzeki europejskie, które zawierają średnio około 8,81 mg/dm^3 Cl^- (Bojakowska i in. 2012).

Tabela 22. Parametry fizykochemiczne wód Moszczenicy ze szczególnym uwzględnieniem jej górnego odcinka wraz z dopływami

nazwa ppk	T [°C]			PEW [$\mu\text{S}/\text{cm}$]			Cl ⁻ [mg/dm^3]		
	min	max	śr	min	max	śr	min	max	śr
Moszczenica poniżej zbiornika	1,3	22,6	11,5	220	491	335	19,1	30,8	24,1
Moszczenica w ujściu do zbiornika	1,7	19,3	10,4	283	510	378	17,7	76,4	33,8
Moszczenica przy moście do Sosnowca-Pieńków	3,6	18,5	10,6	273	520	363	16,9	35,6	22,9
Beziemienny dopływ Moszczenicy spod Warszewic	1,0	16,0	10,0	359	498	418	20,6	19,8	25,2
Moszczenica ramię wsch. powyżej zb. w Cesarce	5,0	17,9	11,0	248	514	354	15,2	15,9	15,5
Moszczenica powyżej ujścia Młynówki	3,8	21,3	12,0	260	559	379	14,5	17,1	16,8
Młynówka powyżej ujścia	4,6	16,5	10,4	237	454	321	12,3	14,5	13,4
Moszczenica przy moście drogowym Stare Szkoszewy-Głabie	2,8	23,7	12,3	261	571	404	14,7	22,1	18,6
Beziemienny dopływ Moszczenicy spod Nowych Skoszew	2,2	25,6	12,7	288	594	406	16,1	18,7	17,2
Moszczenica poniżej źródeł	5,0	15,0	9,8	240	445	327	16,2	20,3	18,7
Kielmiczanka przy moście w Ługach	3,0	19,8	10,7	307	597	420	17,7	117,5	54,2
Moszczenica-Gieczno*			11,3			381			-
Moszczenica-Orłów*			11,8			517			26

* - dane z WIOŚ

źródło: Ziulkiewicz (2010b), Ocena stanu wód powierzchniowych 2013



Ryc. 23. Wielkość PEW oraz stężenia jonów Cl⁻ w wodach Moszczenicy na tle innych rzek regionu i wód powierzchniowych stref miejskich

źródło: opracowanie własne na podstawie: Ziulkiewicz (2010b), Ciupa 2009, Bojakowska i in. 2012, Ocena stanu wód powierzchniowych 2013

Wspomniany wcześniej wpływ antropopresji na chemizm wody dobrze widoczny jest w przypadku wód powierzchniowych stref miejskich. W tabeli 24 zaprezentowano wyniki pomiarów prowadzonych na rzekach białostockich i kieleckich oraz zlewni Potoku Służewieckiego i Jeziora Wilanowskiego w Warszawie. Bardzo silna antropopresja przejawia się anomalnymi wartościami PEW oraz zawartościami jonów Cl^- . W wodach takich konduktywność przekracza $10000 \mu\text{S}/\text{cm}$ przy stężeniach chlorków ponad $200 \text{ mg}/\text{dm}^3$. Na rycinie 23 dobrze widoczna jest „strefa rzek miejskich”, do której można zaliczyć także niektóre rzeki regionu łódzkiego.

Tabela 23. Parametry fizykochemiczne rzek regionu łódzkiego

nazwa ppk	T	PEW	Cl^-
<i>Białka-Julianów Raducki</i>	10,1	521	16,0
<i>Bobrówka-Otolice</i>	13,3	534	22,5
<i>Bzura-Łowicz</i>	11,9	676	48,0
<i>Bzura-Patoki</i>	11,0	629	50,0
<i>Chojnatka-Jeruzal</i>	11,5	448	21,8
<i>Czarna Maleniecka-Ostrów</i>	11,5	243	10,2
Dopływ z Inczewa-Baszków	9,0	837	44,4
<i>Gać-Spała</i>	14,0	320	17,0
<i>Grabia-Zamość</i>	10,4	435	16,0
<i>Luboczanka-Lubocz</i>	13,9	371	17,0
<i>Luciąża-Przygłów</i>	11,2	444	18,7
<i>Luciąża-Trzepnica</i>	13,5	360	11,3
<i>Mroga-Bielawy</i>	12,5	544	20,0
<i>Ner-Lutomiersk II</i>	13,1	983	141,0
<i>Ner-Podłęże</i>	11,7	747	87,7
<i>Nida-Leźnica Mała</i>	10,7	529	26,1
<i>Niniwka-Glinno</i>	10,8	378	15,1
<i>Ochnia-Łęki Kościelne</i>	12,6	1176	151
<i>Ojrzanka-Faliszew</i>	13,6	255	6,0
<i>Oleśnica-Niechmirów</i>	8,9	586	27,0
<i>Pałusznicza-Łask-Kolumna</i>	10,5	460	26,0

nazwa ppk	T	PEW	Cl^-
<i>Pichna-Izabelów*</i>	13,8	1161	140,6
<i>Pichna-Izabelów*</i>	16,0	269	190,6
<i>Pichna-Skęczno*</i>	b.d.	b.d.	45,2
<i>Pichna-Skęczno*</i>	11,3	650	52,0
<i>Pichna-Skęczno*</i>	b.d.	b.d.	83,5
<i>Pilica-Inowłódź</i>	11,8	377	15,0
<i>Pilica-Maluszyn</i>	10,6	432	12,0
<i>Pilica-Smardzewice*</i>	11,9	323	12,09
<i>Pilica-Smardzewice*</i>	11,1	314	11,0
<i>Pilica-Smardzewice*</i>	12,4	315	12,0
<i>Pilica-Sulejów</i>	10,2	289	12,0
<i>Rawka-Budy Grabski</i>	9,7	445	17,9
<i>Rawka-Kęszyce</i>	11,1	428	17,0
<i>Rawka-Wołucza</i>	9,9	452	18,1
<i>Słudwia-Niedźwiada</i>	10,4	865	46,0
<i>Tymianka-Bilew</i>	9,6	551	30,2
<i>Uchanka-Łowicz</i>	12,9	557	26,5
<i>Warta-Biskupice</i>	11,5	458	26,0
<i>Warta-Burzenin</i>	11,5	447	23,0
<i>Warta-Działoszyn</i>	11,6	440	24,0

b.d. - brak danych

PEW – przewodność elektrolityczna właściwa ($\mu\text{S}/\text{cm}$), Cl^- - zawartość chlorków w wodzie (mg/dm^3),

T – temperatura wody ($^{\circ}\text{C}$), * - wyniki pochodzące z jednego posterunku z różnych lat (2010-2013).

źródło: Ocena stanu wód powierzchniowych 2013

Tabela 24. Cechy fizykochemiczne cieków miejskich

Obiekt		pH			PEW [$\mu\text{S}/\text{cm}$]			Cl ⁻ [mg/dm^3]			Na ⁺ [mg/dm^3]		
		min	max	śr	min	max	śr	min	max	śr	min	max	śr
rzeka Jarosówka ¹		7,4	8,2	7,7	768	826	789	31,3	58,1	41,1	2,4	20,1	13,0
rzeka Silnica ²		-	-	-	-	-	-	7,9	625	-	4,1	228	-
rzeka Sufraganiec ²		-	-	-	-	-	-	7,7	350	-	4,9	75	-
Potok Służewiecki ³		7,91	9,02	8,06	248	10050	1068	23,0	3208	161,6	16,8	2060	86,42
dopł. Potoku Służewieckiego ³		7,01	8,60	7,94	214	13750	1164	7,0	4514	204,6	6,5	3180	108,54
Jez. Wilanowskie ³	s. ppow*	7,50	8,46	8,01	425	1447	789,5	50,0	278	112,3	38,4	144	70,1
	s. pden**	9,96	8,22	7,54	560	10412	3084	61,0	3669	833,0	32,8	2240	488,0

* - strefa przypowierzchniowa, ** - strefa przydenna

źródło: opracowanie własne na podstawie: ¹ - Jekatierynczuk-Rudczyk i in. 2006 (termin badań: 2003);² - Ciupa 2009 (termin badań: lata hydrologiczne 1998-2003); ³ - Bojakowska i in. 2012 (termin badań: 2007-2010)

Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska w Łodzi przeprowadza badania stanu jakości wód powierzchniowych. Na Moszczenicy znajdują się dwa punkty monitoringu operacyjnego: w Giecznie oraz Orłowie. Wody powierzchniowe podzielono na jednolite części wód (JCW), czyli jednorodne pod względem hydromorfologicznym i biologicznym części wód, dla których prowadzone są analizy antropopresji. W dorzeczu Moszczenicy wyznaczone są dwie JCW: od źródeł do dopływu z Besiekierza oraz od dopływu z Besiekierza do ujścia. Do dopływu z Besiekierza Moszczenica ma charakter rzeki naturalnej, natomiast w jej dolnym odcinku jest silnie zmodyfikowana. Rzeki naturalne odznaczają się pewnym stanem ekologicznym, natomiast rzeki zmodyfikowane - potencjałem ekologicznym. Określ się go na podstawie analizy występującego w JCW życia biologicznego i warunków ekologicznych jego rozwoju. W ciągu ostatnich kilku lat w każdej JCW występował stan/potencjał ekologiczny „umiarkowany” lub „poniżej umiarkowanego”. Stan chemiczny wód w JCW, w zależności od roku, był „dobry” albo „zły”. Na całej długości Moszczenicy oraz Czerniawki i Dzierżanej panowały warunki sprzyjające eutrofizacji wód (*Raporty o stanie środowiska...2008-2013*).

Najdłuższymi oraz najważniejszymi rzekami naszego kraju są Wisła i Odra. Są one recypientem ogromnej ilości wody spływającej z większości obszaru Polski. Zarówno na Odrze jak i na Wiśle widoczny jest silny wpływ Górnego Śląska na chemizm tych rzek (tab.25, tab.26, ryc.24, ryc.25).

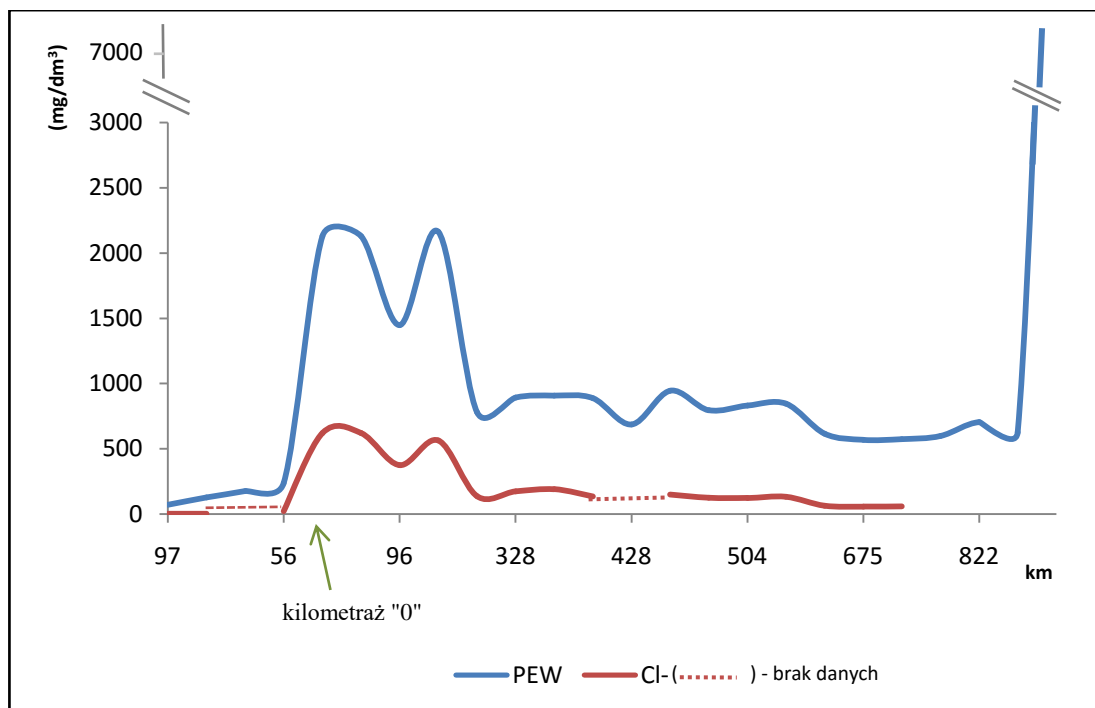
Tabela 25. Parametry fizykochemiczne wody Wisły w różnych punktach pomiarowo-kontrolnych

Nazwa PPK	Kilometraż ^A	PEW (μS/cm)	Cl ⁻ (mg/dm ³)
zbiornik Wisła-Czarne	97,2*	72	3,0
jaz w Ustroniu-Obłazcu	86,5*	127	4,0
powyżej ujścia Bładnicy	72,0*	177	b.d.
wpływ do Zbiornika Goczałkowickiego	56,1*	239	22,4
Jankowice	22,4	2128	620,9
Kopanka	59,6	2128	620,9
Grabie	96,4	1448	375,0
stanowisko PZW	134,1	2162	565,0
Annopol	298,4	781	137,0
Piotrawin	328,0	894	174,0
Gołąb	381,0	908	191,0
Zajezerze	392,8	888	135,0
Ryczywół-Wilczkowice	427,8	686	b.d.
Mniszew	453,3	945	151,0
Kępa Zawadowska	493,8	796	124,5
Warszawa-Most Łazienkowski	503,8	831	123,4
Kazuń	541,6	846	133,3
Płock	621,4	616	65,3
poniżej zapory we Włocławku	675,0	569	58,0
Gąbin	694,0	575	59,0
poniżej Torunia, Górsk	746,0	598	b.d.
Sartowice	822,0	705	b.d.
Kieźmark	b.d.	626	b.d.
Sobieszewo	b.d.	7395	b.d.

b.d. - brak danych

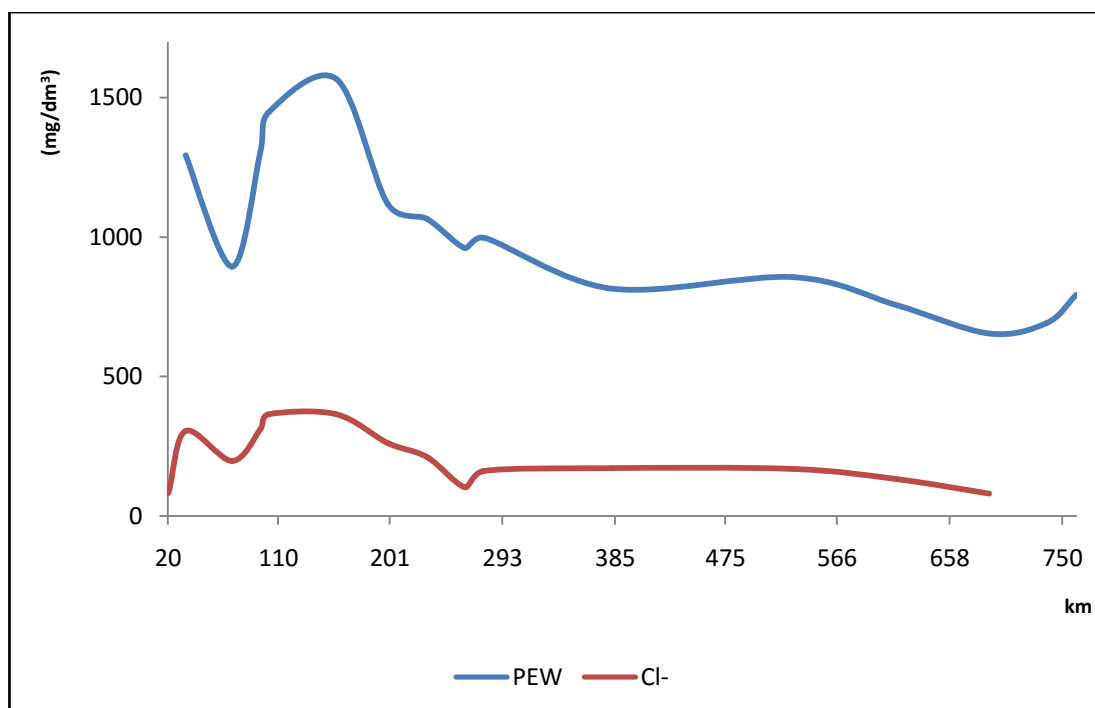
^A - kilometr „0” rzeki znajduje się w miejscu ujścia Przemszy w Gorzowie. Od tego miejsca kilometraż liczony jest w górę i dół rzeki. Powyżej ujścia Przemszy, ku źródłom Wisły, rzeka nie nadaje się do żeglugi - PPK znajdujące się na tym odcinku oznaczono w tabeli *

źródło: opracowanie własne na podstawie badań prowadzonych przez Wojewódzkie Inspektoraty Ochrony Środowiska w Katowicach, Krakowie, Rzeszowie, Lublinie, Warszawie, Bydgoszczy i Gdańsku jako „ocena stanu wód powierzchniowych”



Ryc. 24. Zmiana PEW i stężenia jonów Cl^- z biegiem Wisły

źródło: opracowanie własne na podstawie badań prowadzonych przez Wojewódzkie Inspektoraty Ochrony Środowiska w Katowicach, Krakowie, Rzeszowie, Lublinie, Warszawie, Bydgoszczy i Gdańsku jako „ocena stanu wód powierzchniowych”



Ryc. 25. Zmiana PEW i stężenia jonów Cl^- z biegiem Odry

źródło: opracowanie własne na podstawie badań prowadzonych przez Wojewódzkie Inspektoraty Ochrony Środowiska w Katowicach, Opolu, Wrocławiu, Zielonej Górze i Szczecinie jako „ocena stanu wód powierzchniowych”

Tabela 26. Parametry fizykochemiczne wody Odry w różnych punktach pomiarowo-kontrolnych

Nazwa PPK	kilometraż	PEW ($\mu\text{S/cm}$)	Cl^- (mg/dm^3)
Chałupki	20,0	b.d.	83,1
Krzyżanowice	34,5	1293	305,0
Przewóz	72,3	894	197,0
Kłodnica	95,5	1305	310,9
Obrowiec	102,4	1449	364,8
Wróblin	157,2	1567	365,0
Brzeg	199,1	1119	262,0
powyżej Wrocławia	231,0	1065	211,8
poniżej ujścia Ślęzy	262,0	961	103,1
powyżej PPC „Rokita”	278,0	997	162,0
poniżej ujścia Baryczy	382,5	815	171,6
Połęcko	530,6	856	168,7
Kostrzyn	615,0	755	132,0
poniżej ujścia Słubii	662,0	654	80,4
powyżej ujścia Rurzycy	690,0		
Widuchowa	701,8		
ujście do Jeziora Dąbie (Odra Wschodnia)	737,6	692	b.d.
ujście do Roztoki Odrzańskiej	761,6	793	b.d.

b.d. - brak danych

źródło: opracowanie własne na podstawie badań prowadzonych przez Wojewódzkie Inspektoraty Ochrony Środowiska w Katowicach, Opolu, Wrocławiu, Zielonej Górze i Szczecinie jako „ocena stanu wód powierzchniowych”

Górnictwo, hutnictwo oraz inne gałęzie przemysłu ciężkiego przyczyniają się do znacznego wzrostu PEW oraz stężenia jonów Cl^- . Wspomniane we wcześniejszym rozdziale (por. roz. 3) zrzuty zasolonej wody z kopalni wpływają na podwyższenie omawianych parametrów. Po wypłynięciu z Górnego Śląska na Wiśle obserwuje się gwałtowny spadek PEW i Cl^- (tab.25, ryc.24). Związany jest on z przyjmowaniem przez rzekę licznych prawobrzeżnych dopływów, których wody nie zostały poddane silnej antropopresji. Zastanawiający jest bardzo gwałtowny wzrost PEW przy ujściu Wisły. Prawdopodobnie może on być związany z pomiarami prowadzonymi podczas cofki wód Zatoki Gdańskiej. Przy braku informacji o Cl^- nie można tego jednoznacznie stwierdzić. Na Odrze natomiast, po wypłynięciu z Górnego Śląska, obserwuje się stopniowy spadek badanych cech (tab.26, ryc.25). Na obydwu tych rzekach widoczna jest zależność pomiędzy PEW a zawartością Cl^- .

6. Wyniki badań hydrochemicznych

6.1. Wody podziemne

Skład chemiczny i właściwości fizyczne badanych wód podziemnych wykorzystano do sporządzenia kart analiz fizykochemicznych (zał. 7A-H). Karta analizy fizykochemicznej składa się z trzech tabel przedstawiających skład jonowy wody, parametry fizyko-chemiczne wody (wynikające po części z jej składu jonowego), oraz typ hydrochemiczny. W pierwszej kolumnie tabeli bilansu jonowego wody znajduje się nazwa jonu. W drugiej rubryce umieszczono ich zawartość wagową (mg/dm^3), będącą punktem wyjścia do dwóch kolejnych form analiz, a mianowicie dla przedstawienia składu jonowego w postaci równoważnikowej (mval/dm^3)¹⁰ i procentowo-równoważnikowej (% mval). Te dwie ostatnie formy są niezbędne dla właściwego sklasyfikowania wody (Pazdro i Kozerski 1990).

Substancje chemiczne i jony nie reagują ze sobą w ilościach wagowych lecz w ilościach równoważnikowych, zależnych od masy atomowej lub jonowej i od wartościowości. Na przykład kation Na^+ reaguje z anionem Cl^- nie w równych ilościach 1mg:1mg, lecz w stosunku 1 równoważnik Na^+ do 1 równoważnika Cl^- . A zatem jon Na^+ będzie reagował z jonem Cl^- w stosunku: $\frac{22,99}{1}$ do $\frac{35,45}{1}$. Czyli na 22,99 jednostek wagowych sodu przypada 35,45 jednostek wagowych chlorku, przez co ten ostatni w roztworze chlorku sodu ma decydujący wpływ na jego właściwości. Oznaczając postać równoważnikową piszemy zazwyczaj przed symbolem chemicznym literę *r*, np. $r\text{Na}^+$, $r\text{Cl}^-$ (Pazdro i Kozerski 1990).

Typ hydrochemiczny wody został określony na podstawie klasyfikacji Szczukariewa-Prikłońskiego. Klasyfikacja ta oparta jest na zawartości w wodzie anionów i kationów. Jeżeli $\sum rA = 100\%$ i $\sum rK = 100\%$, to wówczas przyjmuje się, że charakter chemiczny wodzie nadają te aniony i kationy, które występują w niej w ilości co najmniej 20% mval. Opis typu hydrochemicznego rozpoczyna się od anionu mającego największy % udział w mval sumy anionów, poprzez kolejne aniony (o % mval ≥ 20), a następnie kationy (wg tej samej zasady) (Pazdro i Kozerski 1990).

¹⁰ miliwale

6.1.1. Wody gruntowe

Piezometr przy stacji benzynowej „Moya” (A)

Stacja benzynowa „Moya”, przy której został wykonany piezometr, znajduje się przy drodze wojewódzkiej nr 702 w centrum hipotetycznego zarysu wysadu solnego (zał.2). Obiekt zlokalizowany jest w dnie doliny rzecznej, na terasie zalewowej, zbudowanej głównie z holocenijskich piasków rzecznych (Klatkova 1993). Takie usytuowanie piezometru sprawia, że wody gruntowe napływają do niego z południowo-wschodu. Autorowi nie udało się dotrzeć do dokumentacji piezometru. Podczas prac terenowych pomiar głębokości zwierciadła wody okazał się niemożliwy z powodu unoszenia się na powierzchni wody warstwy substancji ropopochodnych o nieokreślonej miąższości. Z dostępnych materiałów wynika, że otwór ten osadzony jest w całości w utworach czwartorzędowych (*Dokumentacja hydrogeologiczna... nr 1068*).

Wodę do badań *in situ* oraz *ex situ* pobrano z gumowego węża przy pomocy pompy udostępnionej przez właściciela obiektu.

W otoczeniu stacji, między drogą a Moszczenicą, znajduje się duży areal łąk. Po przeciwnej stronie drogi oraz na północ od stacji rozciągają się nieduże pola uprawne, ograniczone na zachodzie Moszczenicą a na wschodzie torfowiskiem.

Lokalizacja piezometru przy stacji benzynowej, zabudowie mieszkalnej oraz polach uprawnych sprawia, że wody gruntowe napływające do niego odznaczają się pewnymi cechami, świadczącymi o pośrednim wpływie człowieka na chemizm wody.

Według klasyfikacji Szczukariewa-Prikłonskiego w piezometrze występuje woda złożona, wielojonowa, której chemizm kształtuje pięć jonów: HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} i Na^+ (zał.7A), podczas gdy w wodach o niskiej mineralizacji dominują na ogół aniony wodorowęglanowe, którym towarzyszą kationy wapnia (Macioszczyk i Dobrzyński 2002).

Stężenie chlorków, wynoszące ponad 42 mg/dm^3 , w porównaniu do archiwalnych wyników badań wód z piezometrów (zał.1C) jest podwyższone, natomiast mieści się w zakresie wyznaczonego tła hydrochemicznego (ryc.18), co nie wskazuje na anomalne zawartości tych jonów w wodzie.

Działalność rolnicza prowadzona w otoczeniu stacji benzynowej także przyczynia się do zanieczyszczenia okolicznych wód gruntowych. W warunkach naturalnych stężenie potasu w wodzie jest blisko rząd wielkości niższe niż sodu (Witczak i in. 2013). W pobranej próbce wody stwierdzono, że w 1 dm^3 znajduje się $8,3 \text{ mg}$ potasu w stosunku do 18 mg sodu, co świadczy o zaburzeniu naturalnych proporcji między tymi kationami.

Innym przejawem wpływu antropopresji w kształtowanie się chemizmu wody jest podwyższona zawartość jonów SO_4^{2-} , PO_4^{3-} oraz mineralnych form azotu. Jednoznaczne wskazanie ognisk zanieczyszczeń wód tymi anionami jest trudne, ponieważ wprowadzane są one do środowiska w wyniku różnorodnej działalności człowieka. Jednym z potencjalnych ognisk zanieczyszczeń jest już wcześniej wspomniana działalność rolnicza, a w szczególności niewłaściwe stosowanie nawozów organicznych (obornik, gnojówka, gnojowica) oraz mineralnych, a także ścieki oraz odcieki porolne (gnojowica, soki kiszonkowe, odpady przetwórstwa rolnego) (Górski 2001). Wzrost zawartości jonów SO_4^{2-} oraz NO_3^- może być związany z działalnością stacji benzynowej (Macioszczyk i Dobrzyński 2002).

Intensywny rozwój osadnictwa podmiejskiego przy braku lub niedostatecznie rozwiniętej sieci wodociągowo-kanalizacyjnej może przyczynić się do zanieczyszczenia wód gruntowych. Nieszczelne szamba, nieodpowiednie miejsca do magazynowania ścieków gospodarczych czy nielegalne ich zrzuty (Chelmiński 2012) stwarzają ryzyko pojawiania się w wodzie znacznych ilości siarczanów oraz mineralnych form azotu (Macioszczyk i Dobrzyński 2002).

Woda gruntowa badana w piezometrze zalicza się, wg klasyfikacji Pazdry i Kozerskiego (1990), do zwykłych wód słodkich o słabo kwaśnym odczynie. Zależność między potencjałem oksydacyjno-redukcyjnym a odczynem świadczy o obecności środowiska słabo redukcyjnego strefy aktywnej wymiany wód (Witczak i in. 2013).

Niski odczyn wody związany jest z obecnością siarczanów w ilościach powyżej 20 %mval. W wodzie takiej obserwuje się także podwyższone ilości mineralnych form azotu: NO_3^- i NO_2^- (Macioszczyk i Dobrzyński 2002).

Na trwałe antropogeniczne zanieczyszczenie wody wskazuje współwystępowanie wszystkich mineralnych form azotu (NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^-), podwyższona zawartość azotanów, fosforanów oraz siarczanów (Macioszczyk i Dobrzyński 2002).

Problemowe jest określenie ogniska zanieczyszczenia wody chlorkami. Udział Cl^- i Na^+ w takim stopniu, że wpływają one na typ hydrochemiczny wody, a także lokalizacja piezometru nad wysadem solnym może sugerować ich geogeniczne pochodzenie.

Jednak większa ilość argumentów przemawia za antropogenicznym pochodzeniu chlorków: położenie przy drodze wojewódzkiej i stacji benzynowej, spływ zanieczyszczeń ze zlewni, niska mineralizacja wody, niezbyt wysokie zawartości Cl^- i Na^+ jak dla wód mogących być albo kontaktować się z wodami silnie zasolonymi, stężenie niektórych jonów (np.: K^+ , SO_4^{2-} , NO_3^-).

Chemizm wody kształtują jony, które są charakterystyczne dla wód naturalnych (Pazdro i Kozerski 1990). Jednak w wodach gruntowych ich obecność w takich stężeniach, przy istotnym współdziale innych jonów, nie potwierdza naturalnego charakteru wody.

Piezometr przy stacji benzynowej „Janisz” (C)

Stacja benzynowa „Janisz”, przy której wykonano piezometr, położona jest nieopodal drogi wojewódzkiej nr 702, podobnie jak scharakteryzowany wcześniej otwór obserwacyjny przy stacji „Moya”. Obszar, na którym znajduje się piezometr, zbudowany jest z plejstocénskich piasków eolicznych (Klatkova 1993). Jest to najdalej na północ położony obiekt badań, zlokalizowany poza zarysem wysadu solnego (tab.3, zał.2). Piezometr ma głębokość 6,2 m i w całości osadzony jest w piaskach średnio i drobnoziarnistych (*archiwum UMWŁ*). Zwierciadło wody gruntowej znajduje się 3,14 m p.p.t. (zał. 7C).

W otoczeniu stacji benzynowej występują pola uprawne, zabudowa jednorodzinna oraz duże powierzchnie leśne.

Pobrana z otworu obserwacyjnego woda odznacza się nienaturalnym typem hydrochemicznym. Wykorzystując klasyfikację Szczukariewa-Prikłóńskiego, która *de facto* odnosi się do wód naturalnych, można dokonać próby interpretacji tej wody i zaklasyfikować ją jako azotanowo-siarczanowo-wapniową.

Zawartość w wodzie NO_3^- rzędu 176 mg/dm^3 jest przejawem jej silnego zanieczyszczenia antropogenicznego. Ogniskiem azotanów mogą być te same uwarunkowania, które przyczyniają się do podwyższenia stężenia tego anionu w wodzie piezometru przy stacji benzynowej „Moya”.

O panowaniu nienaturalnych warunków w warstwie wodonośnej i silnym zanieczyszczeniu wody wskazuje także niewielka zawartość wodorowęglanów.

Stężenie anionów Cl^- w badanej wodzie, w odniesieniu do wyników analiz archiwalnych innych piezometrów nad wysadem solnym oraz tła hydrochemicznego (ryc.18, zał.1C) wskazuje na podwyższoną ich zawartość, jednak nieco niższą niż w wodzie dopływającej do otworu obserwacyjnego przy stacji „Moya”.

Siarczany są drugim najliczniej występującym jonem w wodzie. Ich zawartość wynosi prawie 70 mg/dm^3 . Tak wysokie stężenia przy znanych uwarunkowaniach geologicznych, nie wskazujących na płytkie występowanie minerałów siarczanowych, związane są z dopływem zanieczyszczeń. Potencjalnymi ich ogniskami mogą być ścieki gospodarcze oraz ługowane odpady stałe (Macioszczyk i Dobrzyński 2002, Witczak i in. 2013).

W wodach naturalnych zawartość Na^+ jest blisko o rząd wielkości większe niż K^+ . Jednym ze źródeł podwyższonej zawartości potasu może być bytowa działalność człowieka (Macioszczyk i Dobrzyński 2002), lub ścieki fekalne, które także przyczyniają się do zwiększenia zawartości w wodzie chlorków (Pazdro i Kozerski 1990).

Zanieczyszczenie wody przejawia się także w podwyższonej mineralizacji. Wg Pazdry i Kozerskiego (1990) wody te można określić jako chłodne akrotopięgi.

Niski odczyn wody może być związany z anomalnymi zawartościami NO_3^- albo z intensywnym zasilaniem warstwy wodonośnej opadem atmosferycznym (Pazdro i Kozerski 1990).

Brak warstwy nieprzepuszczalnej oraz płytkie występowanie wody powoduje, że potencjał oksydacyjno-redukcyjny jest wysoki. Jednak przy stosunkowo niskim odczynie w warstwie wodonośnej panuje środowisko przejściowe, pomiędzy utleniającym a redukcyjnym (Witczak i in. 2013).

Stacja benzynowa oraz kompleks hotelowo-restauracyjny, przy niewłaściwie prowadzonej gospodarce wodno-ściekowej, mogą negatywnie oddziaływać na wody gruntowe w ich otoczeniu.

6.1.2. Wody wglębne

Studnia przy fermie drobiu (B)

Studnia znajduje się na terenie fermi drobiu w Giecznie, tuż za północną granicą hipotetycznego zarysu wysadu solnego (tab.3, zał.2). Głębokość obiektu wynosi 70 m i sięga utworów górn jurajskich (*baza CBDH*), w skład których wchodzi wyłącznie łupki kimerydzkie lub portlandzkie. Bezpośrednio na nich leżą utwory czwartorzędowe o łącznej miąższości 39 metrów, reprezentowane głównie przez nieprzepuszczalne gliny zwałowe z otoczkami zlodowacenia środkowopolskiego stadiału Warty. Zwierciadło wody nawiercono na głębokości 50 m.p.p.t., które pod ciśnieniem artezyjskim stabilizuje się na wysokości 0,18 m.n.p.t. (Klatkowa 1993, zał.7B).

Spośród innych badanych studni jurajskich, ta jest najpłytsza (tab.3).

Analiza chemiczna wykazała, że w wodzie dominują 2 jony: Cl^- i Na^+ . Pozostałe jony nie wpływają na jej typ hydrochemiczny pomimo, że niektóre z nich występują w znacznych ilościach (zał.7B).

Znacznych ilości anionów Cl^- mogą dostarczać łatwo rozpuszczalne minerały skał osadowych, np. halit, budujący maszyn solny (Macioszczyk i Dobrzyński 2002).

Poza anionem chlorkowym chemizm wody kształtuje kation Na^+ . Tak wysokie stężenia sodu są charakterystyczne dla głębokich wód podziemnych, będących kopalnymi wodami sedimentacyjnymi lub zmineralizowanymi w procesie ługowania soli kamiennej bądź innych ewaporatów (Witczak i in. 2013).

Podwyższona zawartość K^+ w stosunku do innych studni górnourajskich prawdopodobnie związana jest z bliskim sąsiedztwem ewaporatów (Macioszczyk i Dobrzyński 2002).

Na pośredni lub bezpośredni kontakt wód ze skałami zasolonymi w otoczeniu wysadu solnego wskazuje także ich wysoka mineralizacja. Łączna suma substancji rozpuszczonych wynosi ponad 2 g/dm^3 , która w powiązaniu z termiką pozwala zakwalifikować tę wodę jako chłodną słabo zmineralizowaną (Pazdro i Kozerski 1990). Cechuje się ona odczynem słabo zasadowym, który przy bardzo niskich wartościach potencjału oksydacyjno-redukcyjnego, charakterystycznego dla wód odizolowanych od powierzchni terenu, świadczy o panowaniu warunków silnie redukcyjnych. W warunkach takich utlenione formy azotu NO_2^- i NO_3^- praktycznie nie występują (Witczak i in. 2013). Środowisko redukcyjne powoduje także znikomy udział SO_4^{2-} w % udziale bilansu jonowego, które na skutek rozwoju procesów desulfatyzacji ulegają redukcji i wzbogacają wody w H_2S (Macioszczyk i Dobrzyński 2002). Pomimo panujących warunków redukcyjnych zawartość siarczanów w wodzie wynosi niespełna 110 mg/dm^3 , co w porównaniu z innymi przebadanymi wodami górnourajskimi jest wartością wysoką. Znacznych ilości siarczanów może dostarczyć ługowanie ewaporatów bogatych w ten jon, lecz nie obserwuje się, idących zazwyczaj w parze, równie wysokich stężeń m. in. K^+ czy Mg^{2+} (Pazdro i Kozerski 1990). Łupki, w których występuje ujmowany poziom wodonośny, także mogą być źródłem nasycania się wody w SO_4^{2-} , lecz w profilu geologicznym studni brak dokładniejszego ich opisu, mogącego sugerować taki związek.

Wysokie stężenia dwóch dominujących jonów są wywołane przez naturalne procesy epigenetyczne (tab.14). Wody dopływające do studni kontaktują się bezpośrednio lub pośrednio z cechsztyńską formacją solną. Brak innych nadległych poziomów wodonośnych sprawia, że wody jurajskie czerpane ze studni nie mieszają się z innymi poziomami wodonośnymi.

Występowanie w wodzie jonów Cl^- w stężeniach $> 100 \text{ mg/dm}^3$ powoduje agresywne jej oddziaływanie na beton czy żelazo (fot.3), zwłaszcza przy współwystępowaniu kationów sodu, wapnia czy magnezu (Macioszczyk, Dobrzyński 2002).



Fot. 3. Studnia znajdująca się na terenie fermy drobiu. Silna korozja metalowej rury jest świadectwem znacznych ilości chlorków i sodu

(autor: Michał Górecki)

Studnia obecnie jest użytkowana sporadycznie, jedynie podczas długich okresów bezdeszczowych, do nawadniania okolicznych terenów.

Studnia przy zakładzie „Markie-Pol” (D)

Studnia znajduje się przy sortowni warzyw „Markie-Pol” (tab.3). Całkowita głębokość obiektu wynosi 18,5 m.p.p.t. Poziom wodonośny ujmowany przez studnię występuje w międzyglinowych piaskach gruboziarnistych z domieszką żwirów na głębokości 16,2 m p.p.t (*baza CBDH*). Zwierciadło wody znajduje się pod ciśnieniem piezometrycznym, które powoduje wznios wody i stabilizowanie się jej lustra na głębokości 2,1 m p.p.t. Nad warstwą trudnoprzepuszczalnych plejstoceńskich glin piaszczystych o miąższości 5 metrów położone są różnoziarniste piaski i żwiry stożków napływowych, w których występuje pierwszy poziom wodonośny (Klatkova 1993). W otoczeniu studni znajdują się pola uprawne oraz niewielkie gospodarstwa rolne.

Po zakończeniu przepompowywania studni oraz pomiarów cech fizyko-chemicznych wody *in situ*, widać i słyszeć było, że obudowa studni jest nieszczelna i następuje dopływ wody z pierwszego poziomu wodonośnego do poziomu ujętego. W związku z tym w studni występuje mieszanina dwóch wód tego samego piętra wodonośnego, lecz pochodzących z nieco odmiennych środowisk. Pierwszy poziom wodonośny nie jest izolowany od powierzchni terenu, przez co podatny jest na wpływy antropopresji.

Wśród anionów dominują wodorowęglany, charakterystyczne dla normalnych wód strefy aktywnej wymiany, którym towarzyszą kationy Ca^{2+} (Macioszczyk, Dobrzyński 2002).

Podwyższone zawartości K^+ i NH_4^+ mogą wskazywać na niewłaściwie prowadzoną gospodarką rolną, jednak w tym przypadku związaną z przechowywaniem i wykorzystaniem nawozów organicznych (obornik, gnojowica, odpady porolne). Również bytowa działalność człowieka może przyczynić się do zwiększenia zawartości w wodzie tych jonów, zwłaszcza na obszarach nieskanalizowanych lub o niewłaściwie prowadzonej gospodarce wodno-ściekowej (Górski 2001).

Poza jonami wodorowęglanowymi i wapniowymi chemizm wody kształtują Cl^- i Na^+ .

W wodach czwartorzędowych występowanie jonów Cl^- rzędu 70 mg/dm^3 jest wartością wysoką (ryc.10). Takiego stężenia nie odnotowano nawet w zanieczyszczonych wodach gruntowych w piezometrach przy stacjach benzynowych.

Podwyższonym zawartością Cl^- towarzyszą wysokie stężenia Na^+ .

Woda występująca w studni, wg klasyfikacji Szczukariewa-Prikłonskiego, jest czterojonowa: wodorowęglanowo-chlorkowo-sodowo-wapniowa. Jest to chłodna woda słodka (Pazdro i Kozerski 1990), występująca w środowisku słabo redukcyjnym, przy odczynie i potencjalnie oksydacyjno-redukcyjnym charakterystycznym dla środowisk naturalnych (Witczak i in. 2013). W wodach takich dominuje twardość węglanowa (Pazdro i Kozerski 1990).

Podwyższone stężenia Cl^- i Na^+ wskazują, że wody napływające do studni mogą kontaktować się z wodami silnie zasolonymi, okalającymi wysad solny. Potwierdza to fakt, że nawet w silnie zanieczyszczonych antropogenicznie wodach w piezometrach nie odnotowano takich wartości omawianych jonów.

Studnia przy dawnym punkcie skupu mleka we wsi Władysławów (E)

Studnia znajduje się przy dawnym punkcie skupu mleka, za północno-wschodnią granicą zarysu wysadu solnego, w niewielkim zagłębieniu terenu (fot.4, tab.3, zał.2). Całkowita głębokość studni wynosi 42 m p.p.t. Ujmowany poziom wodonośny występuje na głębokości 35 m p.p.t. w czwartorzędowych piaskach drobno i średnioziarnistych (baza *CBDH*), nad którymi znajduje się dużej miąższości warstwa nieprzepuszczalnych plejstocęńskich glin zwałowych oraz ilów zlodowacenia Warty (Klatkowa 1993). W spągu warstwę wodonośną ograniczają nieprzepuszczalne pyły.

Nad gliną zwałową znajduje się niewielkiej miąższości warstwa fluwiogłacjalnych piasków drobnoziarnistych i gliniastych, w których występuje pierwszy poziom wodonośny (*baza CBDH*).



Fot. 4. Studnia przy dawnym punkcie skupu mleka we wsi Władysławów

(autor: Michał Górecki)

Podczas przeprowadzanych badań praktycznie cała obudowa studni wypełniona była wodą, której zwierciadło stabilizowało się na głębokości 0,2 m p.p.t.

Skład chemiczny oraz wartości wskaźników hydrogeochemicznych pozwalają przypuszczać, że woda znajdująca się w studni jest mieszaniną wód zmineralizowanych, zasolonych geogenicznie, a następnie wysłodzonych wodami strefy aktywnej wymiany.

W wodzie dominują cztery jony: HCO_3^- , Cl^- , Ca^{2+} i Na^+ . Pozostałe występują w niewielkich ilościach (zał. 7E).

Anomalne stężenia Cl^- w porównaniu do czwartorzędowego tła hydrochemicznego (ryc.18) oraz innych badanych studni i obiektów ujmujących wody z utworów czwartorzędu, a także idące w ślad za nimi znaczne ilości Na^+ wskazują na geogeniczne zasolenie wody, uwarunkowane w tym przypadku wysadem solnym.

O wysłodzeniu tych wód świadczy znaczny udział jonów HCO_3^- i Ca^{2+} (Macioszczyk i Dobrzyński 2002).

Położenie studni w niewielkim zagłębieniu oraz intensywne użytkowanie terenu w jej otoczeniu sprawia, że nieizolowany pierwszy poziom wód gruntowych podatny jest na dopływ zanieczyszczeń z powierzchni ziemi. Jednak bilans jonowy wody

nie wskazuje, aby wgłębny poziom czwartorzędowy ujmowany studnią był w kontakcie hydraulicznym z pierwszym poziomem wodonośnym, jak to ma miejsce w przypadku studni przy „Markie-Polu”.

Łączna suma składników rozpuszczonych pozwala zakwalifikować wodę, wg klasyfikacji Pazdry i Kozerskiego (1990), jako chłodny akratopę. Podwyższona mineralizacja przy dominacji jonów wodorowęglanowych i wapniowych potwierdza mieszanie się wód słonych i słodkich. Środowisko panujące w warstwie wodonośnej jest słabo redukcyjne (Witczak i in. 2013).

Studnia w dawnym PGR (F)

Studnia zlokalizowana jest w opuszczonym kompleksie budynków należących niegdyś do PGR na wschodnim pograniczu zarysu wysadu solnego (fot.5, tab.3, zał.2). Całkowita głębokość otworu wynosi 103 m.p.p.t. Studnia ujmuje wodę górnourajską z głębokości 66 m p.p.t. (*baza CBDH*), znajdującą się w portlandzkich wapieniach i wapieniach marglistych (Klatkova 1993). Na utworach jurajskich zalegają niewielkiej miąższości trudnoprzepuszczalne warstwy trzeciorzędowe zbudowane z węgla brunatnego oraz ilów. W skład utworów czwartorzędowych w dużej mierze wchodzi nieprzepuszczalne plejstocénskie gliny zwałowe z domieszką otoczków (*baza CBDH*) zlodowacenia Warty (Klatkova 1993).

Zwierciadło wody znajduje się pod ciśnieniem artezyjskim, powodując samowypływ sięgający wysokość 1 m n.p.t (zał.7F) Obecnie z nieużytkowanej studni wypływa ok. 1,7 dm³/s wody (fot.6).

Analiza próbki wody wykazała, że z wapieni górnourajskich wypływa woda słodka o mineralizacji prawie 400 mg/dm³, w której dominują cztery jony: HCO₃⁻, Cl⁻, Ca²⁺ i Na⁺ (zał. 7F).

Występowanie wody pod grubym płaszczem utworów nieprzepuszczalnych minimalizuje możliwości jej zanieczyszczenia w okolicach ujęcia. Nie odnotowano podwyższonej zawartości substancji mogących świadczyć o dopływie zanieczyszczeń pochodzenia antropogenicznego (Witczak i in. 2013) w miejscach zasilania poziomu górnourajskiego.



Fot. 5. Pomieszczenie na terenie opuszczonego kompleksu PGR w którym znajduje się studnia

(autor: Michał Górecki)



Fot. 6. Samowypływ wody z nieużytkowanej studni w dawnym PGR. Charakterystyczny biały nalot to kolonie bakterii siarkowych

(autor: Michał Górecki)

Woda wypływająca ze studni jurajskiej uchodzi rynną do otworu wykonanego w czwartorzędzie, wnikając w utwory dobrze przepuszczalne (fot.7). Temperatura wody na wypływie wynosi 24 °C, co pozwala ją zakwalifikować jako wodę hipotermalną, czyli podcieplną (Pazdro, Kozerski 1990). W wodzie panują warunki przejściowe pomiędzy

utleniającymi a redukcyjnymi. Charakterystyczną cechą wody jest wysokie pH, wynoszące 10,7 (zał.7F). Rzadko zdarza się, aby tak wysoce zasadowy odczyn był wywołany przyczynami geogenicznymi (Witczak i in. 2013). Jednak przy braku wskaźników świadczących o dopływie zanieczyszczeń, bardzo prawdopodobne jest, że tak wysoki odczyn jest wywołany splotem zjawisk naturalnych, w tym także oddziaływaniem wysadu solnego.



Fot. 7. "Wlewanie się" wód wgłębnych do czwartorzędowej studni chłonnej na terenie dawnego PGR

(autor: Michał Górecki)

Studnia przy klubie jeździeckim „Salio” (G)

Studnia znajdująca się przy powstającym klubie jeździeckim „Salio” (tab.3) jest najpóźniej wykonanym obiektem spośród badanych. Powstała w 2012 roku (baza CBDH). Zlokalizowana jest poza wschodnią granicą wysadu (zał.2). Całkowita głębokość studni wynosi 150 m p.p.t. Zwierciadło wody, będące pod ciśnieniem piezometrycznym, znajduje się na głębokości 52 m.p.p.t. i według dokumentacji bazy CBDH stabilizuje się 4,4 m p.p.t. Poziom wodonośny znajduje się w górnourajskich wapieniach portlandzkich o miąższości wynoszącej ok. 100 metrów. Na utworach jurajskich zalega seria trzeciorzędowych mułków piaszczystych i ilów. Utwory czwartorzędowe reprezentowane są przez piaski gliniaste oraz trudnoprzepuszczalne gliny plejstocénskie zlodowacenia Warty (Klatkova 1993).

W wodzie dominują dwa jony: HCO_3^- i Ca^{2+} , nadając jej charakter wodorowęglanowo-wapniowy (zał.7G). Są one charakterystyczne dla słodkich, zwykłych

wód podziemnych (Macioszczyk i Dobrzyński 2002). Niskie stężenie chlorków i sodu wskazuje, że wody te nie mają kontaktu, nawet pośredniego, z wodami okalającymi wysad solny.

Woda nie jest poddawana wpływowi antropopresji o czym świadczą niskie stężenia jonów K^+ , NH_4^+ i mineralnych form azotu (Górski 2001) (zał.9).

Suma składników rozpuszczonych w powiązaniu z termiką wody pozwala zaliczyć ją, wg klasyfikacji Pazdry i Kozerskiego (1990), jako chłodną słodką wodę. Odznacza się odczynem i potencjałem Eh charakterystycznym dla środowisk przejściowych strefy naturalnej (Witczak i in. 2013).

Studnia w Wypychowie („Gieczyńska”) (H)

Studnia położona jest w miejscowości Wypychów wśród łąk i pól uprawnych. Niegdyś była użytkowana przez miejscowy zakład Ekopuls (fot.8), który butelkował wodę mineralną „Gieczyńska” (fot.9), bazując na wodzie ujmowanej z tej studni. Otwór ten był kilkakrotnie przebudowywany. Przy każdej prowadzonej pracy sporządzany był profil geologiczny studni. Dużo wątpliwości sprawiało poprawne określenie rodzaju oraz stratygrafii utworów znajdujących się poniżej przewieszki czapy solnej. W każdym profilu inaczej opisywano te warstwy.

Obecna głębokość studni wynosi 241,4 m (tab.3). Według karty otworu woda czerpana jest z utworów górn jurajskich zbudowanych z cienkich warstw ilów, mułowców oraz wapieni, których strop znajduje się na głębokości 229,1 m p.p.t. (baza CBDH). Przy tworzeniu *Szczegółowej mapy geologicznej Polski - arkusz Zgierz* bazowano na wielu danych archiwalnych oraz współczesnych. Okolice Rogóżna są bardzo dobrze skartowane geologicznie i stratygraficznie. Warstwy ilów i mułowców w obrębie Rogóżna nie są zaliczane do utworów górn jurajskich, lecz do dwóch okresów kredy dolnej: walanżynu i hoterywu (Klatkova 1993). W starszych opracowaniach, dla których sporządzano lub opisywano profil geologiczny otworu bądź studni, utwory te zaliczane były stratygraficznie do kredy dolnej. Strop jury górnej, według dokumentacji, położony jest 242,2 m p.p.t., a więc poniżej współczesnej głębokości tej studni (Stelmaszczyk 1972).



Fot. 8. Dawny zakład produkcyjny wód mineralnych i napojów "EKO-PLUS" w Giecznie

(autor: Michał Górecki)



Fot. 9. Archiwalna etykieta wody mineralnej "Gieczyńska" produkowanej na bazie studni w Wypychowie

Nie wnikając w poprawność interpretacji stratygraficznych, woda ujmowana jest z głębokości 232,4 m p.p.t. Strop warstwy wodonośnej ogranicza przewieszka czapy wysadu solnego o miąższości wynoszącej przeszło 120 metrów, która zbudowana jest z nieprzepuszczalnych iłów i gipsów. Na tym residuum znajdują się różnoziarniste piaski

trzeciorzędowe, w których, na głębokości 25,6 m p.p.t., występuje pierwszy poziom wodonośny o zwierciadle swobodnym. Seria trzeciorzędowa przykryta jest utworami czwartorzędownymi, w skład których wchodzi dwie warstwy średnioprzepuszczalnych glin piaszczystych zlodowacenia północnopolskiego, oddzielonych piaskami drobnoziarnistymi (Klatkova 1993, *baza CBDH*).

Mezozoiczny poziom wodonośny znajduje się pod ciśnieniem artezyjskim, który sprawia, że woda samoczynnie wypływa na powierzchnię terenu.

Ze względu na gospodarcze wykorzystanie wody z ujęcia w Wypychowie, wielokrotnie już charakteryzowany i opisywany był jej skład chemiczny (fot.9, *baza CBDH*, Stelmaszczyk 1972). Jednak w przeciągu kilkudziesięciu lat mógł on ulec zmianie.

W wodzie dominują trzy jony: Cl^- , Na^+ i Ca^{2+} (zał. 7H). Stężenie anionów chlorkowych wynosi ponad 408 mg/dm^3 , natomiast kationów sodowych ponad 206 mg/dm^3 . Tak wysokie zawartości tych jonów charakterystyczne są dla głębinowych wód podziemnych, będących kopalnymi wodami sedymentacyjnymi lub zmineralizowanymi w procesie bezpośredniego lub pośredniego ługowania skał solnych lub innych ewaporatów (Macioszczyk i Dobrzyński 2002).

Podwyższona zawartość Ca^{2+} w solance może być związana ze zjawiskiem wymiany jonowej. Zachodzi ono, gdy wody zawierające NaCl kontaktują się ze skałami wapnistymi. Przy splocie korzystnych warunków, jak wysoka koncentracja elektrolitów czy określony stosunek wykładników stężenia jonów wodorowych w obydwu środowiskach, może nastąpić wymiana jonów Na^+ i Ca^{2+} , która doprowadzi do koncentracji w wodzie chlorku wapniowego. W takim przypadku powstaje typ wody o takim właśnie charakterze, występujący często w głębokich strukturach hydrogeologicznych (Pazdro i Kozerski 1990).

Woda na wypływie ma temperaturę 24°C więc, podobnie jak w przypadku wody ze studni w dawnym PGR (zał.7F), według klasyfikacji zaproponowanej przez Pazdrę i Kozerskiego (1990), zalicza się do wód hipotermalnych, czyli podcieplnych. Ze względu na bliskie sąsiedztwo wysadu solnego wapienie jurajskie zostały spiętrzone, tektonicznie zaburzone i spękane. Przykryte nieprzepuszczalną czapą iłowo-gipsową stały się dogodnym zbiornikiem do akumulacji płynących z głębi ciepłych wód (Stelmaszczyk 1972).

Suma składników rozpuszczonych wynosi ponad 1 g/dm^3 , nadając jej charakter wody słabo zmineralizowanej (Pazdro i Kozerski 1990) występującej w środowisku słabo redukcyjnym (Witczak i in. 2013).

Wyniki zaprezentowane w karcie analizy fizykochemicznej (zał.7H) potwierdzają przypuszczalną genezę wody opisaną w pracy Stelmaszczyk (1972).

Woda wypływa z zaniedbanej studni wąską strugą, przepływa przez pobliską łąkę i uchodzi do rowu (fot.10). Okoliczne tereny narażone są na zanieczyszczenie wierzchnich warstw gleby oraz pierwszego poziomu wodonośnego na skutek niewłaściwego zabezpieczenia samowypływu zasolonych wód.



Fot. 10. Ujęcie dawnej „Gieczyńskiej”. Na powierzchni wody wyraźna turbulencja świadcząca o czynnym samowypływie

(autor: Michał Górecki)

6.1.3. Geneza chemizmu w świetle wskaźników hydrogeochemicznych

Wskaźnikami hydrogeochemicznymi są niemianowane wielkości liczbowe pozwalające określić stosunki między zawartością niektórych jonów w naturalnym, niezmiennym składzie chemicznym wody (Razowska 1999). Na skutek zachwiania naturalnych proporcji między makroskładnikami występującymi w wodach podziemnych, np. w wyniku dopływu zanieczyszczeń czy zbyt dalekosiężnej i negatywnej działalności człowieka, wskaźniki hydrogeochemiczne często są miarą ich zanieczyszczenia. Dostarczają informacji o zmianach jakie zachodzą w wodach (Macioszczyk 1987).

Do obliczeń wytypowano 6 wskaźników: sodowo-chlorkowy, wapniowo-magnezowy, wodorowęglanowo-chlorkowy, $\frac{Na^+}{Na^+ + Cl^-}$ ¹¹, procentowy udział sodu wymiennego

¹¹ Wskaźnik ten nie posiada oficjalnej ani potocznej nazwy

oraz wskaźnik sorpcji sodowej (tab.27). Ich wyliczanie oparte było na zawartości jonów w postaci równoważnikowej.

- Wskaźnik sodowo-chlorkowy : $\frac{Na^+}{Cl^-}$ określa stopień metamorfozy wody i jej izolację od powierzchni terenu oraz innych poziomów wodonośnych. Im niższa jego wartość tym woda starsza i tym wyższy stopień jej metamorfozy i wyizolowania (Macioszczyk 1987, Pazdro i Kozerski 1990).

- Wskaźnik wapniowo-magnezowy: $\frac{Ca^{2+}}{Mg^{2+}}$ pozwala stwierdzić, czy niskozmineralizowane wody podziemne zanieczyszczone są pochodnymi nawozów wapniowych i magnezowych (Macioszczyk 1987).

- Wskaźnik wodorowęglanowo-chlorkowy: $\frac{HCO_3^-}{Cl^-}$ jest miernikiem długości drogi przepływu wody od strefy zasilania. Niska wartość wskaźnika oznacza dłuższy czas przebywania wody w ośrodku skalnym z dala od stref zasilania (Winid i Lewkiewicz-Małysa 2005).

- Wskaźnik $\frac{Na^+}{Na^++Cl^-}$: wespół z mineralizacją wody określa źródła sodu w wodzie (Hounslow 1995).

- Procentowy udział sodu wymiennego: $ESP = \frac{(Na^++K^+)*100}{Ca^{2+}+Mg^{2+}+Na^++K^+}$ (%) określa przydatność wody do nawadniania. W wodach odznaczających się wysokim wskaźnikiem istnieje możliwość tworzenia się koloidów i zawiesin, które wpływają negatywnie na przepuszczalność gleb (Singh i in. 2014).

- Wskaźnik sorpcji sodowej: $SAR = \frac{Na^+}{\sqrt{\frac{Ca^{2+}+Mg^{2+}}{2}}}$ wyraża względną aktywność sodu w reakcjach wymiany przy oddziaływaniu wody na glebę. Im wyższa wartość wskaźnika tym łatwiejsze przechodzenie jonu Na^+ do kompleksu sorpcyjnego, a tym samym większe ryzyko zasolenia gleby. Parametr określa także alkaliczność wody (Kwaterkiewicz i Sadurski 1986, Ochman i in. 2011, Singh i in. 2014).

Tabela 27. Charakterystyka wskaźników hydrogeochemicznych

wskaźnik	interpretacja	przedział wartości wskaźnika	opis
$\frac{Na^+}{Cl^-}$	bardzo dobra izolacja	0,65÷0,87	Dobra i długotrwała izolacja od powierzchni terenu, słone wody reliktowe już silnie zmetamorfizowane, przepływ filtracyjny znikomy.
	dobra izolacja	0,87÷1,0	Kontakt z wodami powierzchniowymi i infiltracyjnymi jeszcze istnieje, ale już jest utrudniony, przepływ powolny i utrudniony, mogą to być wody reliktowe zmetamorfizowane, ale później częściowo wysłodzone.
	brak izolacji	>1,0	Świadczy o silnym kontakcie ze słodkimi wodami przypowierzchniowymi, strefa aktywnej wymiany, dobre zasilanie przez infiltrację opadów atmosferycznych, wskazuje na zanieczyszczenie niskozmineralizowanych wód podziemnych.
$\frac{Ca^{2+}}{Mg^{2+}}$	zanieczyszczenie	<2,0 lub >6,0	Wskazuje na zanieczyszczenie niskozmineralizowanych wód podziemnych.
	brak zanieczyszczenia	2,0÷6,0	Brak zanieczyszczenia niskozmineralizowanych wód podziemnych (do tej grupy zalicza się także wody o podwyższonej mineralizacji, dla których wskaźnik wynosi <2 lub >6).
$\frac{HCO_3^-}{Cl^-}$	zasilanie znikome	<0,2	Wody słone i solanki.
	strefa przejściowa	0,2÷1,0	Zasilanie słabe, podwyższona mineralizacja.
	zasilanie aktywne	>1,0	Wody w strefach aktywnego zasilania.
$\frac{Na^+}{Na^+ + Cl^-}$	sód z halitu	0,5	Sód pochodzi z ługowania halitu.
	sód nie z halitu	>0,5	Inne źródła sodu niż z ługowania halitu, np.: z wymiany jonowej.
	solanka	<0,5 i TDS ¹ >500 mg/dm ³	Solanka.
	„zasolenie” antropogeniczne	<0,5 i TDS ¹ 50÷500 mg/dm ³	Wskazuje na antropogeniczne zanieczyszczenie wody substancjami zasalającymi.
$ESP = \frac{(Na^+ + K^+) * 100}{Ca^{2+} + Mg^{2+} + Na^+ + K^+} (\%)$	możliwość nawadniania	<60%	Woda nadaje się do nawadniania.
	brak możliwości nawadniania	>60%	Woda nie nadaje się do nawadniania - możliwość tworzenia się koloidów i zawiesin, które wpływają negatywnie na przepuszczalność gleby.
$SAR = \frac{Na^+}{\sqrt{\frac{Ca^{2+} + Mg^{2+}}{2}}}$	ryzyko zasolenia gleb	>2	Istnieje ryzyko zasolenia gleb w wyniku kontaktu z wodą, wysoka wartość typowa dla solanek, ponadto SAR<6 typowy dla wód nisko alkalicznych, a SAR>18 dla wód bardzo wysoko alkalicznych.
	brak ryzyka zasolenia gleb	<2	Ryzyko zasolenia gleb w wyniku kontaktu z wodą jest znikome, są to wody nisko alkaliczne.

¹ - mineralizacja ogólna wody

źródło: opracowanie własne na podstawie: Kwaterkiewicz i Sadurski 1986, Macioszczyk 1987, Pazdro i Kozerski 1990, Hounslow 1995, Winid i Lewkiewicz-Małysa 2005, Ochman i in. 2011, Singh i in. 2014.

Wyliczone wartości wskaźników znajdują się w załączniku 8. Na podstawie tabeli 27 i załącznika 8 sporządzono zbiorczą charakterystykę zbadanych wód podziemnych i powierzchniowych (tab.28).

Materiały zaprezentowane w kartach analiz fizykochemicznych oraz wartości wskaźników hydrogeochemicznych pozwoliły dokonać próby określenia genezy składu chemicznego wody ujmowanej poszczególnymi studniami.

Tabela 28. Charakterystyka wód podziemnych i powierzchniowych w oparciu o wskaźniki hydrogeochemiczne

wskaźnik	interpretacja	Numer obiektu zgodny z mapą dokumentacyjną								
		A	B	C	D	E	F	G	H	I
$\frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$	bardzo dobra izolacja	X			X		X		X	X
	dobra izolacja		X	X		X				
	brak izolacji							X		
$\frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{Mg}^{2+}}$	zanieczyszczenie	X	X		X					
	brak zanieczyszczenia			X		X	X	X	X	X
$\frac{\text{HCO}_3^-}{\text{Cl}^-}$	zasilanie znikome		X						X	
	strefa przejściowa			X						X
	zasilanie aktywne	X			X	X	X	X		
$\frac{\text{Na}^+}{\text{Na}^+ + \text{Cl}^-}$	sód z halitu		X ¹							
	sód nie z halitu							X		
	solanka		X ¹	X		X			X	X
	„zasolenie” antropogeniczne	X			X		X			
ESP	możliwość nawadniania	X		X	X	X	X	X		X
	brak możliwości nawadniania		X						X	
SAR	ryzyko zasolenia gleb		X			X			X	
	brak ryzyka zasolenia gleb	X		X	X		X	X		X

¹ - wartość wskaźnika pozwala zaklasyfikować do dwóch klas

źródło: opracowanie własne na podstawie: tab.27, zał.8

Piezometr przy stacji benzynowej „Moya” (A)

Wskaźnik wodorowęglanowo-chlorkowy wskazuje na występowanie strefy aktywnego zasilania, w obrębie której znajdują się wody gruntowe przeważnie płytko występujące pod powierzchnią terenu (tab.28).

Anomalne stężenie jonów Cl^- w wodzie gruntowej potwierdzają wskaźniki hydrochemiczne bazujące na tym anionie, prowadzące do mylącej interpretacji warunków występowania wody. Wskaźnik sodowo-chlorkowy wskazuje na istnienie bardzo dobrej i długotrwałej izolacji od powierzchni terenu, klasyfikując wodę gruntową jako reliktową,

silnie zmetamorfizowaną. Wskaźnik $\frac{Na^+}{Na^++Cl^-}$ stwierdza natomiast zanieczyszczenie antropogeniczne wody.

Parametr wapniowo-magnezowy potwierdza zanieczyszczenie wód gruntowych spowodowane działalnością rolniczą.

Studnia przy fermie drobiu (B)

Za możliwością kształtowania chemizmu wody przez wysad solny przemawia wskaźnik wodorowęglanowo-chlorkowy, którego wartość jest charakterystyczna dla wód słonych i solanek (tab.28).

Wskaźnik $\frac{Na^+}{Na^++Cl^-}$ informuje, że sól zawarty w wodzie pochodzi z rozpuszczania halitu, nadając jej charakter solanki.

Znaczna zawartość Na^+ w porównaniu do innych kationów sprawia, że woda nie nadaje się do irygacji (wskaźnik ESP). Woda taka negatywnie wpływa na przepuszczalność gruntu, na skutek możliwości tworzenia się w niej koloidów i zawiesin. Ponadto wykorzystywanie jej do nawadniania może doprowadzić do zasolenia gleby (wskaźnik SAR).

Piezometr przy stacji benzynowej „Janisz” (C)

Stosunek Ca^{2+} do Mg^{2+} nie wskazuje na możliwość zanieczyszczenia wody pochodnymi nawozów wapniowych. Związane jest to z dużą zawartością jonów magnezowych. Jednym z potencjalnych ognisk nasycania się wody Mg^{2+} jest bytowa działalność człowieka (Witczak i in. 2013).

Podwyższone stężenie jonów Cl^- powoduje niewłaściwą interpretację wskaźników hydrogeochemicznych. Wartości wskaźników sodowo-chlorkowego i wodorowęglanowo-chlorkowego charakterystyczne są dla wód odizolowanych od powierzchni terenu, których kontakt z wodami powierzchniowymi i infiltracyjnymi jest utrudniony. Jednak mamy do czynienia z wodą gruntową znajdującą się na głębokości nieco ponad 3 m p.p.t., nie przykrytą żadną warstwą trudoprzepuszczalną (*archiwum UMWE*). Niski iloraz wskaźnika $\frac{Na^+}{Na^++Cl^-}$ przy podwyższonej mineralizacji także błędnie określa tę wodę, charakteryzując ją jako solankę powstałą w wyniku geogenicznego zasolenia (tab.28).

Studnia przy zakładzie „Markie-Pol” (D)

Bilans jonowy oraz wartości wskaźników hydrochemicznych wskazują, że woda znajdująca się w studni odznacza się cechami charakterystycznymi zarówno dla wód normalnych strefy aktywnej wymiany, ale także poddawanych wpływom antropopresji oraz geogeniki (tab.28).

Stężenie jonów Ca^{2+} w stosunku do zawartości w wodzie Mg^{2+} świadczy o wprowadzaniu pewnych jego ilości z ognisk antropogenicznych, głównie w wyniku nadmiernego stosowania pochodnych nawozów wapniowych (Macioszczyk i Dobrzyński 2002), które sprawiają, że wskaźnik sodowo-chlorkowy błędnie informuje o występowaniu bardzo dobrej i długotrwałej izolacji warstwy wodonośnej od powierzchni terenu. Wskaźnik wodorowęglanowo-chlorkowy temu zaprzecza, informując o istnieniu strefy aktywnej wymiany wód. Pomimo podwyższonej zawartości chlorków w wodzie dominują wodorowęglany - charakterystyczne dla strefy aktywnego zasilania (Macioszczyk i Dobrzyński 2002). Parametr $\frac{\text{Na}^+}{\text{Na}^+ + \text{Cl}^-}$ wskazuje na dopływ zanieczyszczeń antropogenicznych, odpowiedzialnych za wysokie stężenia Cl^- i Na^+ . Większość wskaźników dostarcza sprzecznych i mylących informacji (tab.28). Ich interpretacja utrudniona jest ze względu na efekt mieszania się wód gruntowych i wgłębnych w strefie zarówno zanieczyszczenia antropogenicznego (wody gruntowe) jak i geogenicznego (wody wgłębne).

Studnia przy dawnym punkcie skupu mleka we wsi Władysławów (E)

Wartość parametru $\frac{\text{Na}^+}{\text{Na}^+ + \text{Cl}^-}$ wskazuje na możliwy wpływ wysadu solnego w kształtowanie się chemizmu wody (tab.28).

Wskaźnik sodowo-chlorkowy informuje o dobrej izolacji warstwy wodonośnej od powierzchni terenu, przy istniejącym jeszcze, lecz znacznie utrudnionym, kontakcie z wodami powierzchniowymi i infiltracyjnymi. Cechują się nim wody reliktowe zmetamorfizowane, a następnie częściowo wysłodzone.

Za brakiem objawów antropopresji przemawia także stosunek wapnia do magnezu, a wysokie stężenie kationów Ca^{2+} powoduje, że wykorzystanie wody do celów nawadniających nie niesie ze sobą ryzyka zmniejszenia przepuszczalności gruntu (wskaźnik ESP). Jednak przy współwystępowaniu z jonami Na^+ pojawia się zagrożenie zasolenia gleb (wskaźnik SAR) (tab.28).

Studnia w dawnym PGR (F)

Typ hydrochemiczny wody oraz sprzeczne informacje przekazywane przez wskaźniki mogą świadczyć, podobnie jak w przypadku studni przy zlewni mleka, o mieszanii się wód zasolonych ze słodkimi. Jednak skład jonowy wody wskazuje, że znacznie większy udział w tej mieszaninie mają wody słodkie. Wpływ wód zasolonych na kształtowanie się chemizmu wody jest niewielki. Świadczą o tym niezbyt wysokie stężenia jonów Cl^- i Na^+ , niska mineralizacja wody oraz wartości wskaźników sodowo-chlorkowego i $\frac{\text{Na}^+}{\text{Na}^+ + \text{Cl}^-}$ (tab.28). Ogólny kierunek spływu wód jurajskich następuje ku dolinie Bzury, w kierunku NNE (tab.13), więc jedynie jakieś lokalne uwarunkowania geologiczne mogą doprowadzać niewielkie ilości zasolonych geogenicznie wód do tej studni.

Stosunek ilości HCO_3^- do Cl^- typowy jest dla wód strefy aktywnego zasilania, co potwierdza także twardość węglanowa wody, determinująca twardość ogólną (Pazdro i Kozerski 1990).

Wartości wskaźników ESP i SAR pozwalają na wykorzystanie tej wody do celów nawadniania, nie stwarzając przy tym ryzyka zasolenia warstwy wodonośnej¹². Dzięki temu utwory czwartorzędowe nie są narażone na zanieczyszczenie substancjami znajdującymi się w wodach głębinowych.

Studnia przy klubie jeździeckim „Salio” (G)

Wskaźniki sodowo-chlorkowy oraz wodorowęglanowo-chlorkowy wskazują na występowanie wód w strefie aktywnego zasilania, mających dobry kontakt z wodami powierzchniowymi i infiltracyjnymi (tab.28). Potwierdza to także twardość ogólna wody, która w całości determinowana jest przez dwuwęglany wapnia i magnezu (Pazdro i Kozerski 1990).

O braku dopływu zanieczyszczeń informuje wskaźnik wapniowo-magnezowy.

Niska zawartość sodu sprawia, że woda nadaje się do nawadniania (ESP), nie stwarzając zagrożenia zasolenia gleb (SAR) (tab.28).

Studnia w Wypychowie („Gieczyńska”) (H)

Wskaźnik $\frac{\text{Na}^+}{\text{Na}^+ + \text{Cl}^-}$ charakteryzuje wodę jako solankę, która, według wskaźnika sodowo-chlorkowego, jest bardzo dobrze odizolowana od powierzchni terenu. Dobrą izolację

¹² W tym przypadku wartości wskaźników należy odnieść nie do gleby, lecz do utworów skalnych, do których woda wpływa.

i głębokie występowanie wody potwierdza wskaźnik wodorowęglanowo-chlorkowy (tab.28). Takie wody cechują się niewielką zawartością HCO_3^- (Pazdro i Kozerski 1990).

Wysoka mineralizacja oraz duża zawartość chlorków i sodu sprawia, że woda nie nadaje się do nawadniania (ESP), ponieważ istnieje ryzyko zasolenia gleb (SAR).

6.2. Wody powierzchniowe

6.2.1. Pelczyska

Badania w Pelczyskach miały na celu zaprezentowanie składu chemicznego typowo zasolonych geogenicznie wód wypływających na powierzchnię. Są one wzorcem i punktem odniesienia do analiz wód powierzchniowych z rejonu wysadu solnego Rogóźno.

Pelczyska położone są na północny-zachód od Ozorkowa, po zachodniej stronie Bzury (tab.4). Badania własne wykonano w otoczeniu samowypływu zasolonych wód istniejącego na skutek niewłaściwie zabezpieczonego, nieużytkowanego otworu. Z okolic Pelczysk oraz Solcy Wielkiej znane są już od XVIII wieku naturalne wycieki wód zasolonych (Kolago 1965). Wielowiekowe wypływy solanek przyczyniły się do zasolenia gleb (Hulisz 2007). Przyczyna pojawienia się podwyższonej ilości niektórych jonów w poszczególnych poziomach wodonośnych jest kwestią sporną. W rejonie Pelczysk oraz Solcy Wielkiej znajduje się formacja salinarna wykształcona w postaci poduszki solnej lub wysadu nieprzebijającego się przez utwory mezozoiku (Marek 1957, Kasiński i in. 2009). Taka sytuacja powoduje że nad ciałem solnym występują, w mniejszym lub większym stopniu zaburzone, zawodnione utwory mezozoiczne, których brak nad diapirem w Rogóźnie. W okolicach Ozorkowa, w rejonie doliny Bzury, ma miejsce lateralne zasolenie wód poziomów czwartorzędowych i trzeciorzędowych. Na skutek ascenzja słone wody wypływają tutaj na powierzchnię terenu (Dadak 1973).

Według Bierkowskiej i Błaszczyka (1989) zasolenie wód górn jurajskich w rejonie Pelczysk należy wiązać z wysadem solnym Rogóźno. Jednak sytuacja taka jest mało prawdopodobna z uwagi na drenowanie tego poziomu wodonośnego przez dolinę Bzury w okolicach Ozorkowa, którą, paradoksalnie, opisują ci sami autorzy. Lokalizacja Pelczysk po przeciwnej stronie doliny Bzury sprawia, że teoria zaproponowana przez Bierkowską i Błaszczyka (1989) jest mało prawdopodobna.

Zasolenie wód gruntowych w rejonie Pelczysk i Solcy Wielkiej oraz istnienie samowypływów należy wiązać z lokalną formacją cechsztyńska nieprzebijającą się przez utwory nadległe (ryc.4). Jest ona źródłem nasycania się wód poziomu dolnokredowego

w konkretne jony, który na skutek ascenzji i kontaktu hydraulicznego z nadległymi poziomami wodonośnymi powoduje zmiany chemizmu wód w rejonie Solcy Wielkiej i Pelczysk, zarówno w płaszczyźnie poziomej oraz pionowej.

W tabeli 29 zaprezentowano wyniki analiz wód pobranych z różnych stanowisk zlokalizowanych w sąsiedztwie samowypływu. Wysokie stężenia jonów Cl^- i Na^+ wskazują na ługowanie halitu, natomiast prawdopodobny źródłem SO_4^{2-} , Mg^{2+} i K^+ jest rozpuszczanie soli potasowo-magnezowych.

Tabela 29. Analiza fizykochemiczna wód powierzchniowych pobranych z Pelczysk

Parametr	Pelczyska-w	Pelczyska-r	Pelczyska-s
T [$^{\circ}\text{C}$]	6,8	7,8	8,2
pH	7,99	6,4	7,82
PEW [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	4450	5170	2930
Eh [mV]	-138	-84	116
Ca^{2+} [mg/dm^3]	165,0	171,3	75,8
Mg^{2+} [mg/dm^3]	35,9	43,8	25,6
Na^+ [mg/dm^3]	453,3	500,7	277,3
K^+ [mg/dm^3]	109,8	124,8	59,0
NH_4^+ [mg/dm^3]	0,2	2,1	0,5
Cl^- [mg/dm^3]	1006,0	1585,0	658,0
SO_4^{2-} [mg/dm^3]	165,0	187,6	166,2
HCO_3^- [mg/dm^3]	610,0	744,2	353,8
PO_4^{3-} [mg/dm^3]	8,6	12,5	3,0
Fe (ogólne) [mg/dm^3]	0,3	0,4	0,1

w - wypływ, r - rów, s - staw

źródło: opracowanie własne

6.2.2. Wody powierzchniowe w dolinie Moszczenicy

Kartowanie terenowe (zdjęcie hydrochemiczne PEW wód powierzchniowych)

Poza regularnymi badaniami terenowymi realizowanymi na rzekach i ciekach w rejonie wysadu solnego Rogóźno, jednorazowo przeprowadzono kartowanie terenowe wód powierzchniowych. W dniu wykonywania badania poziom wód powierzchniowych był niski, o czym świadczy jeden z najniższych zaobserwowanych stanów Moszczenicy (tab.26). W tabeli 30 zaprezentowano wyniki uzyskane w poszczególnych punktach pomiarowych. Posłużyły one do wykonania zdjęcia hydrochemicznego przewodności elektrolitycznej właściwej

Tabela 30. Wyniki kartowania terenowego wód powierzchniowych

Nr na mapie dokumentacyjnej	T [°C]	pH	PEW [μ S/cm]
1	10,5	7,05	454
2	12,0	7,65	356
3	11,5	7,18	444
4	11,0	7,38	450
5	13,5	8,08	607
6	11,0	7,86	355
7	14,0	7,84	360
8	11,0	7,60	490
9	15,0	8,29	864
10	14,0	9,12	775
11	15,0	8,46	577
12	15,0	8,25	528
13	16,0	8,08	752
14	12,0	8,12	447
15	12,0	8,12	420
16	11,0	8,05	584
17	13,0	8,30	376
18	14,0	8,23	347
19	17,0	8,25	834
20	14,0	8,08	403
21	12,0	7,92	954
22	15,0	7,16	575
23	12,5	7,17	720
24	14,0	8,11	333
25*	24,0	7,72	1456
26	18,0	8,29	664
27	14,0	8,24	355
28	15,0	7,77	311
29	20,0	9,16	547
30	22,0	10,69	306
31	14,0	8,63	358
32	15,0	8,58	310
33	15,0	8,08	318
34	14,0	8,06	354
35**	0,5	5,71	913

* -pomiar w niedalekim sąsiedztwie studni z samowypływem „Gieczyńska”

** - pomiar wykonany w dniu 11.12.2014r.

źródło: opracowanie własne

wód powierzchniowych rejonu wysadu solnego (zał.9). Podstawą tego opracowania było stworzenie siatki węzłów między którymi przeprowadzono interpolację.

Na analizowanym obszarze PEW w wodach powierzchniowych ulega znacznym zmianom (zał.9). Strefa wartości poniżej 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ występuje wzdłuż koryta Moszczenicy oraz górnej Czerniawki. Dobrze widoczna jest po zachodniej stronie rzek, natomiast po wschodniej ich stronie, w rejonie Rogóżna, pojawia się pewne zaburzenie. Wraz z oddalaniem się do Moszczenicy konduktywność w wodach powierzchniowych wzrasta. Największe wartości parametru, wynoszące 913 $\mu\text{S}/\text{cm}$, odnotowano w stawie zlokalizowanym w Rogóźnie (tab.30). Analizę fizyko-chemiczną wód pobranych z tego stawu zaprezentowano w kolejnym podrozdziale. Drugi obszar o podwyższonej przewodności elektrolitycznej występuje tuż za północno-zachodnią granicą zarysu wysadu solnego. W kierunku pradoliny warszawsko-berlińskiej, po zachodniej stronie Moszczenicy, obserwuje się zwiększanie PEW (zał.9).

Na obszarach o podwyższonej konduktywności przepływają dwa niewielkie ciek. Badano w nich, poza omawianym parametrem, także stężenie jonów Cl^- i Na^+ . Zauważalna jest zależność pomiędzy:

- PEW stagnujących wód powierzchniowych na tych obszarach,
- PEW cieków przepływających przez te obszary,
- stężeniem w ciekach jonów Cl^- i Na^+ (tab.31, zał.9).

Do analiz nie wykorzystano pomiarów z punktu nr 25 (tab.2, tab.30), ponieważ badanie przeprowadzono w rowie odprowadzającym wody ze studni „Gieczyńska”, które liniowo (a nie powierzchniowo) przyczyniają się do znacznego wzrostu konduktywności.

Staw w Rogóźnie (I)

Wytypowany staw znajduje się na obszarze, gdzie miąższość czapy ilowo-anhydrytowej nakrywającej egzemat solny jest najmniejsza i wynosi niecałe 12 cm (Dębski i in. 1963). Taką grubość residuum nawiercono w archiwalnym otworze H-4 (zał.2) który osiągnął ciało solne. Badanie wody ze stawu posłużyło do wykonania, podobnie jak w przypadku studni, karty analizy fizykochemicznej (zał.7I).

W składzie chemicznym wody dominują cztery jony: Ca^+ , Na^+ , HCO^- i Cl^- . Znaczne zawartości jonów Cl^- i Na^+ wskazują na dopływ wód zasolonych geogenicznie. Potwierdzeniem naturalnego a nie antropogenicznego zasolenia jest minimalny udział mineralnych form azotu oraz fosforanów (Górski 2001, Macioszczyk i Dobrzyński 2002, Witczak i in. 2013). Podwyższone stężenia K^+ i Mg^{2+} mogą wskazywać na dopływ

zanieczyszczeń pochodzących z niewłaściwie prowadzonej gospodarki nawozami. Jednak przy braku innych przejawów antropopresji wielce prawdopodobne jest, że źródłem tych jonów jest ługowanie soli potasowo-magnezowych.

Typ hydrochemiczny wody, według klasyfikacji Szczukariewa-Prikłońskiego (Pazdro i Kozerski 1990), jest złożony, kształtowany przez cztery jony. W prawdopodobnie może dochodzić do mieszania się wód słodkich (strefy aktywnej wymiany) z wodami zasolonymi. Podobna sytuacja, lecz w odniesieniu do wód wgłębnych, obserwowana jest w studniach w „Markie-Polu”, dawnej zlewni mleka i dawnym PGR.

Według dokumentacji archiwalnej Urzędu Marszałkowskiego Województwa Łódzkiego na działce sąsiadującej ze stawem znajdowało się kilka piezometrów projektowanej stacji benzynowej. Analiza chemiczna wody zasilającej piezometri wykazała bardzo wysokie stężenie jonów chlorkowych oraz sodowych (zał.1C).

Niewłaściwe zabezpieczenie nieużytkowanego otworu H-4 może powodować dopływ zasolonych wód do strefy przypowierzchniowej. Podobna sytuacja, jednak w widocznym wymiarze, ma miejsce w przypadku samowypływu „Gieczynska” i w Pełczyskach. Z tych otworów następuje obserwowany wypływ zasolonych geogeniczne wód na powierzchnię terenu.

Solniska

Według Jaworskiego (1964) w rejonie wysadu solnego istniały dwa solniska oraz kilka stanowisk roślinności słonolubnej (ryc.19). Obecnie w tych miejscach nie obserwuje się wypływów wód oraz „odmiennej” roślinności w porównaniu do otaczającej. Po przeprowadzeniu wywiadu z wieloma osobami żyjącymi w okolicach Rogóżna od kilkudziesięciu lat, żadna z nich nie wie o możliwych wypływach słonych wód na powierzchnię oraz ewentualnych stanowiskach halofitów.

Jedno z hipotetycznych solnisk występowało po zachodniej stronie Moszczenicy w rejonie Gieczna (ryc.19). Współcześnie obszar ten jest intensywnie wykorzystywany rolniczo. Występują na nim pola uprawne, niewielkie sady oraz powstają liczne tunele foliowe. Nic nie wskazuje na istnienie w tym rejonie w niedalekiej przeszłości samowypływu słonej wody. Kolejnym argumentem negującym istnienie powierzchniowego przejawu zasolenia jest praca Hulisza (2007) o występowaniu zasolonych gleb w Polsce. W zestawieniu tym próżno szukać Rogóżna. Najbliższy obszar z zasolonymi glebami znajduje się w Pełczyskach.

Natomiast w miejscu solniska w Rogóźnie współcześnie występuje staw/torfowisko (ryc.19). Dostęp do niego jest bardzo utrudniony, ponieważ brzegi porośnięte są gęstą roślinnością szuwarową. Podczas kartowania terenowego jeden z punktów pomiarowych (nr 29) zlokalizowany był właśnie w obrębie tego stawu/torfowiska (tab.2, tab.30). Niska wartość PEW oraz wysoki, alkaliczny odczyn wody, w porównaniu do wyników badań z tego solniska (tab.16) nie wskazuje na współczesne jego zasolenie przez dopływ słonych wód.

Istnienie halofitów związane jest z występowaniem specyficznych warunków środowiskowych przez dłuższy okres. Roślinność taka nie pojawia się z sezonu na sezon.

Według Jaworskiego (1964) w niektórych miejscach zasolenie wód przypowierzchniowych mogło być związane z prowadzonymi wówczas licznymi pracami wiertniczymi. Wpływy płuczki lub wód zawierających chlorki z samowypływów lub pompowań próbnych mogły powodować obumieranie roślinności nieprzystosowanej do takich warunków środowiskowych. Jednak nie oznacza to „nagłego” pojawienia się nowej, słonolubnej roślinności.

6.2.3. Moszczenica i dopływy

Po zrealizowaniu badań i analiz parametrów fizyko-chemicznych wód płynących w rejonie wysadu solnego Rogóžno, dla każdego wyjazdu zostały sporządzone dzienne karty terenowe (zał.10A-H). Zawierają one wyniki pomiarów terenowych (temperaturę wody, jej odczyn i przewodność elektrolityczną właściwą) oraz analiz laboratoryjnych (stężenia jonów Cl^- i Na^+).

W niniejszym podrozdziale przedstawione zostaną wyniki badanych parametrów fizyko-chemicznych rzek w rejonie Rogózna. Wartości charakterystyczne (minimalne, maksymalne oraz średnie) analizowanych cech zanotowane w całym cyklu badawczym przedstawiono w tabeli 31. Do opracowania i analizy zebranych wyników wykorzystano także, dla terminów badań, dane o stanach wody i przepływach Moszczenicy z posterunku w Giecznie, pochodzące z Biura Prognoz Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Podczas przeprowadzania prac terenowych, pomimo każdorazowego odczytywania stanu wody Moszczenicy, do dalszych wnioskowań posłużyły wyniki pochodzące z IMiGW. Zanotowane przez autora wysokości lustra wody są bardzo zbliżone, a niekiedy i identyczne, do danych udostępnionych odpłatnie przez IMiGW.

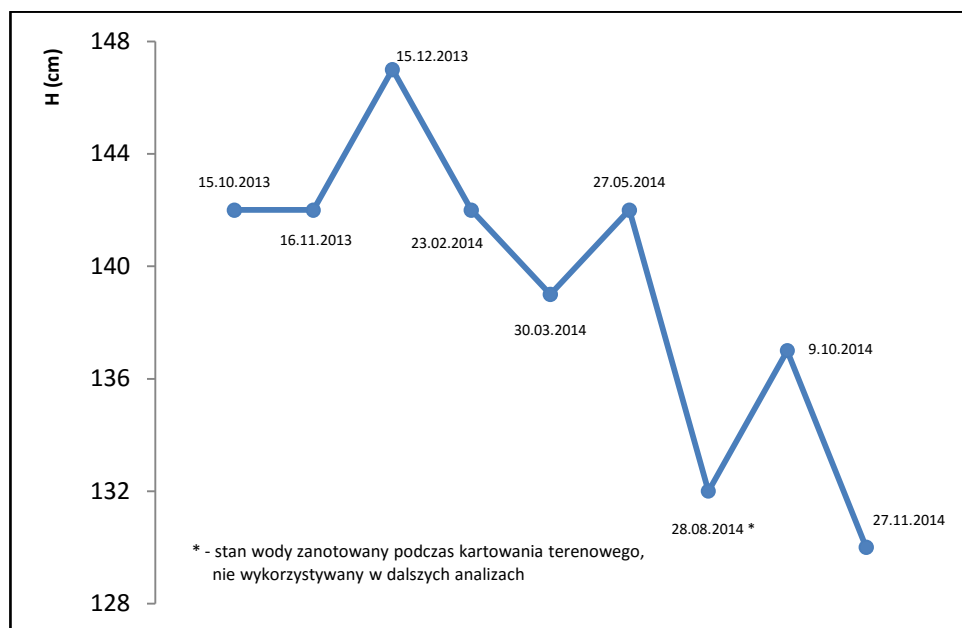
Stany wody

Stan wody uzależniony jest od wielu czynników hydrologicznych, do których zaliczyć można bodźce chwilowe, jak np.: opady atmosferyczne, tajanie pokrywy śnieżnej czy spuszczenie wody ze stawów, oraz mniej zmienne, jak zasilanie podziemne.

Najwyższy stany wody Moszczenicy w Giecznie w terminach prowadzonych badań zaobserwowano w grudniu 2013r, natomiast najniższy w listopadzie 2014r. Różnice między minimalnym a maksymalnym stanem wynosiły 17 cm. W okresie prowadzonych badań stan wody wykazywał tendencję spadkową (ryc.26).

W porównaniu do danych z 1971-1990 (tab.21) można uznać, że podczas prowadzonych badań woda w Moszczenicy kształtowała się na poziomie stanów niskich.

Na przełomie roku hydrologicznego 2013/2014 zwierciadło wody znajdowało się na wyższym poziomie, a jego wahania były mniejsze niż na przełomie roku 2014/2015 (ryc.26).



Ryc. 26. Stany wody Moszczenicy dla posterunku w Giecznie

źródło: opracowanie własne na podstawie zał.10A-H

Tabela 31. Wartości charakterystyczne analizowanych cech zaobserwowane w danym posterunku pomiarowo-kontrolnym w całym cyklu badawczym.
Wyróżniono minimalne i maksymalne wartości danego parametru

Nr	Opis stanowiska	T [°C]			pH			PEW [μS/cm]			Cl ⁻ [mg/dm ³]			Na ⁺ [mg/dm ³]		
		min	max	śr	min	max	śr	min	max	śr	min	max	śr	min	max	śr
I	Moszczenica - most w Michałowie	3,4	18,5	8,3	7,30	8,30	7,68	413	569	499	33,42	48,06	40,57	15,4	22,0	19,2
II	Moszczenica - przed przyjęciem wód Czerniawki w Kotowicach	3,4	20,0	8,8	7,38	8,75	7,85	397	574	489	31,21	49,42	39,27	16,3	20,4	18,5
III	Moszczenica - po przyjęciu wód Czerniawki w Kotowicach	3,4	21,0	9,2	7,65	8,39	7,93	375	506	442	25,41	37,40	30,66	12,6	16,1	14,3
IV	Moszczenica - meander w Kotowicach	3,6	20,0	9,2	7,11	8,52	7,77	394	490	443	25,98	37,94	30,89	12,8	15,6	14,0
V	Moszczenica - posterunek wodowskazowy w Giecznie	3,2	19,0	8,6	7,40	8,33	7,92	418	501	444	26,82	37,04	30,66	12,3	16,1	13,9
VI	Moszczenica - most na drodze w Borowcu	3,5	19,0	8,8	7,42	8,22	7,87	427	528	457	27,62	35,76	31,21	12,7	16,7	15,0
VII	Moszczenica - most na drodze gruntowej w Sypinie	3,6	19,5	8,9	7,82	8,35	8,08	428	526	463	27,79	36,60	31,44	13,2	16,6	15,1
VIII	Ciek bezimienny - przepust pod drogą w Woli Branickiej	2,2	15,0	7,5	6,99	7,68	7,28	517	639	576	17,81	27,75	21,78	7,2	12,9	9,1
IX	Czerniawka - most na DW 708 w Bądkowie	3,2	20,0	9,2	7,02	8,54	7,61	369	420	397	20,33	23,13	21,41	8,0	10,3	8,8
X	Czerniawka - przed ujściem do Moszczenicy w Kotowicach	3,6	21,0	9,4	7,12	8,48	7,66	357	454	400	19,65	23,67	21,24	8,1	10,2	9,1
XI	Ciek bezimienny - przepust pod DW w Bądkowie	4,7	18,5	9,1	7,31	7,62	7,51	317	452	413	15,26	18,17	16,29	6,1	7,4	6,9
XII	Dopływ z Jasionki - przepust pod drogą gruntową w Kotowicach	3,5	16,1	8,8	6,77	7,94	7,27	353	467	379	13,99	18,41	15,82	4,9	7,2	5,9
XIII	Ciek bezimienny - przepust pod drogą w Kotowicach	3,5	18,5	8,8	4,77	8,54	5,66	330	510	404	32,44	41,83	33,75	15,0	18,4	16,3
XIV	Dezerta - przepust pod drogą w Borowcu	3,5	18,5	8,9	6,85	7,94	7,14	479	622	543	38,91	45,47	42,23	20,8	27,4	23,7

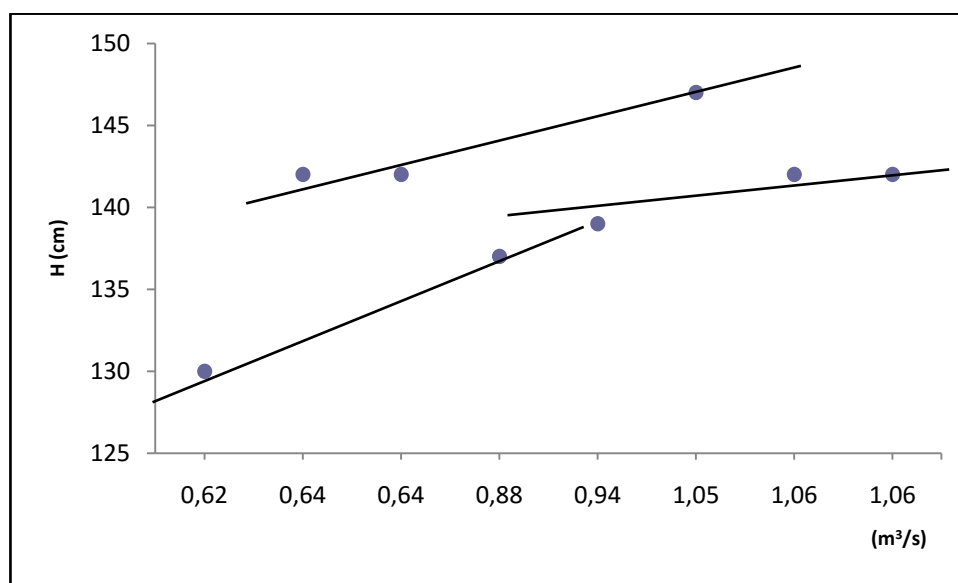
źródło: opracowanie własne na podstawie zał.10A-H

Przepływy

Przepływy w badanym okresie wahały się od 0,62 do 1,06 m³/s (ryc.27). W oparciu o wyniki z lat 1977-1990 (tab.21) można zaliczyć je do przepływów średnich obserwowanych w tym posterunku.

Nie występuje zależność pomiędzy wielkością przepływu a stanem wodnym Moszczenicy (ryc.27). Punkty nie układają się na jednej linii zależności lecz tworzą trzy, dość wyraźne, grupy: pierwsza obejmuje wartości najmniejsze (0,62-0,64 m³/s), w drugiej znajdują się przepływy wyższe o 0,25-0,3 m³/s i wynoszą 0,88-0,94 m³/s, natomiast do trzeciej grupy zalicza się wartości największe (1,05-1,06 m³/s). W każdej grupie analizowane miary są zbliżone do siebie, natomiast różnice między tymi zbiorami są dobrze widoczne.

Podczas ostatniego wyjazdu terenowego wzdłuż koryta Moszczenicy w okolicach Rogóżna prowadzone były prace regulujące koryto Moszczenicy, przez co Biuro Prognoz IMiGW miało trudności z właściwym oszacowaniem zależności pomiędzy Q i H (fot.11), na co zwracano uwagę w korespondencji mailowej.



Ryc. 27. Współmienność między przepływem a stanem wody Moszczenicy dla posterunku w Giecznie

źródło: opracowanie własne na podstawie zał.10A-H

Temperatura wody

Rzeki w rejonie wysadu solnego cechują się zbliżonymi średnimi temperaturami wód (tab.31). Bardziej widoczne różnice są w przypadku temperatur maksymalnych.

W porównaniu do wód górnej Moszczenicy (tab.22) analizowany odcinek rzeki odznacza się nieco niższymi wartościami średnimi. Jednak może być to związane z odmiennymi warunkami termicznymi panującymi w okresie prowadzonych badań oraz różnymi terminami pomiarów.



Fot. 11. Koryto Moszczenicy przed uregulowaniem (górna fotografia) i po (dolna fotografia) w okolicach PPK nr II. Obie fotografie przedstawiają widok tego samego odcinka koryta rzeki

(autor: Michał Górecki)

Odczyn

Przeciętny odczyn wód zawiera się w stosunkowo szerokich granicach od 5,66 do 8,02 jednostek pH (tab.31). W większości przypadków badane cieki odznaczają się odczynem lekko zasadowym (Pazdro i Kozerski 1990). Najniższy odczyn (4,77 jednostek pH) odnotowano w punkcie XIII na początku października 2014 roku. Przyczyną tak niskiego odczynu może być chwilowa stagnacja wody na obszarze podmokłym (bagiennym), gdzie w podłożu znajdują się duże ilości kwasów humusowych (fot.12).

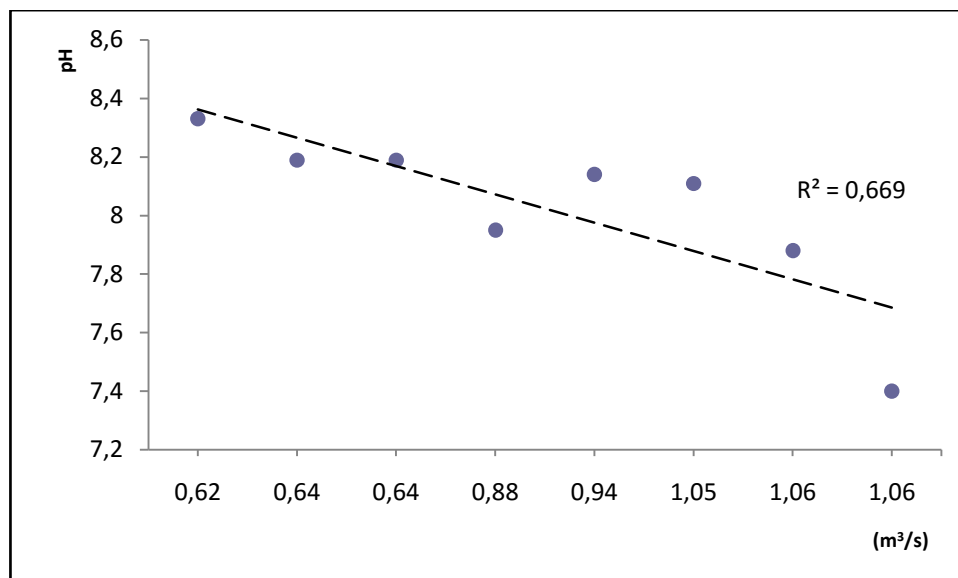
Nie obserwuje się większych zmian w odczynie wody górnego i środkowego odcinka Moszczenicy (tab.22, tab.31).

Dobrze widoczna jest zależność pomiędzy odczynem wody Moszczenicy a wielkością przepływu (ryc.28). Potwierdza to wartość współczynnika determinacji (R^2). Wraz ze zwiększeniem natężenia przepływu odczyn wody maleje.



Fot. 12. Starorzecze Moszczenicy w miejscu lokalizacji PPK nr XIII

(autor: Michał Górecki)



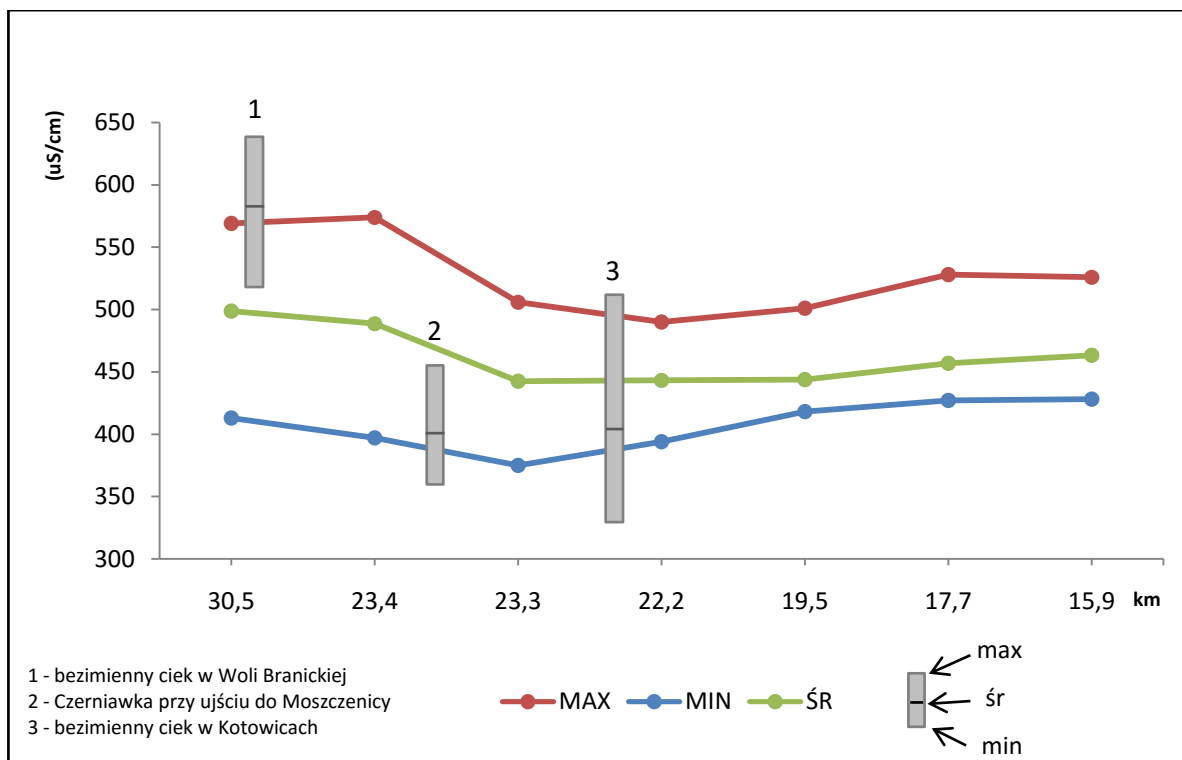
Ryc. 28. Współmienność między przepływem a odczynem wody Moszczenicy w Giecznie

źródło: opracowanie własne na podstawie zał.10A-H

Przewodność elektrolityczna właściwa

Zmiany wartości charakterystycznych wskaźnika PEW z biegiem Moszczenicy przedstawiono na rycinie 29. Zaznaczono na niej również (podobnie jak na rycinie 31 i 33) trzy kolumny przedstawiające przedział wartości PEW zbadany na dopływach Moszczenicy. Lokalizacja kolumn odpowiada miejscom, w którym uchodzą do recypienta. Widać wyraźną zmianę wielkości parametru PEW po przyjęciu przez Moszczenicę wód Czerniawki, które cechują się niską konduktywnością. Następuje wówczas obniżenie przewodności wód Moszczenicy, szczególnie dobrze widoczne przy wysokich wartościach parametru. Natomiast niewielkie dopływy z Woli Branickiej oraz Kotowic, pomimo dużego spektrum wahań, nie wpływają tak znacząco na zmianę PEW Moszczenicy. Przed przyjęciem wód Czerniawki, a więc na odcinku południowym, różnice między minimalnymi a maksymalnymi wartościami wskaźnika są wyraźne, sięgające ponad 150 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Natomiast już za Kotowicami, czyli w środkowej i północnej części wysadu solnego oraz poza jego północną granicą, obserwuje się mniejsze wahania PEW. Od momentu przyjęcia wód Czerniawki z biegiem rzeki konduktywność nieznacznie wzrasta (ryc. 29).

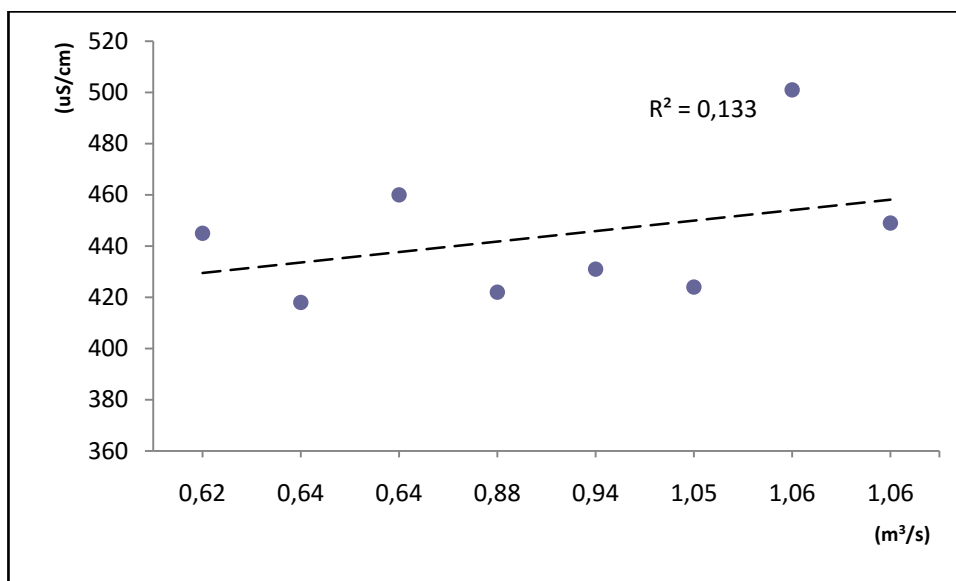
W porównaniu z górnym odcinkiem Moszczenicy (tab.22) w rejonie wysadu solnego odnotowano nieco wyższe wartości PEW, szczególnie przed ujściem Czerniawki. Wzrost ten dobrze widoczny jest w przypadku wartości minimalnych i średnich (tab.31).



Ryc. 29. Zmiana PEW z biegiem Moszczenicy

źródło: opracowanie własne na podstawie zał.10A-H

Dla wód Moszczenicy w posterunku w Giecznie nie stwierdzono żadnej istotnej zależności pomiędzy wielkością przepływu a konduktywnością (ryc.30). Przy wysokich przepływach odnotowano zarówno jedne z najmniejszych, jak i największe wartości PEW.

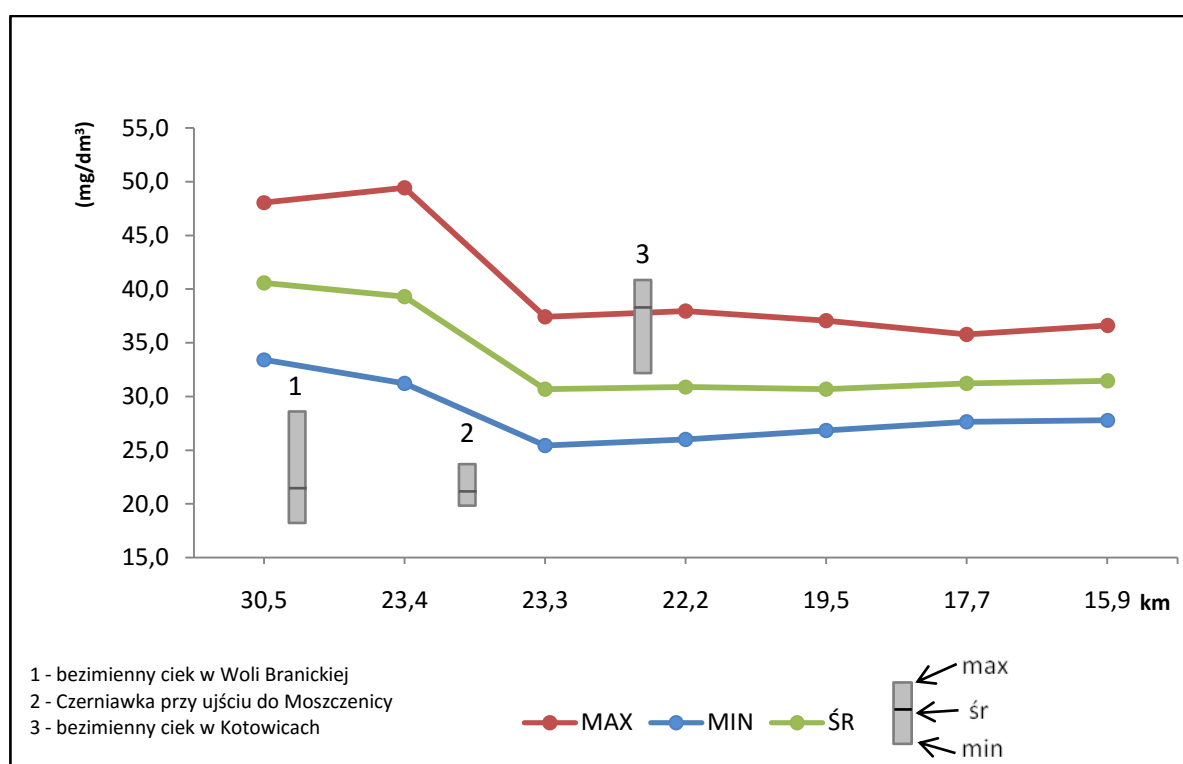


Ryc. 30. Współmienność między przepływem a PEW wód Moszczenicy w Giecznie

źródło: opracowanie własne na podstawie zał.10A-H

Zawartość jonów Cl^-

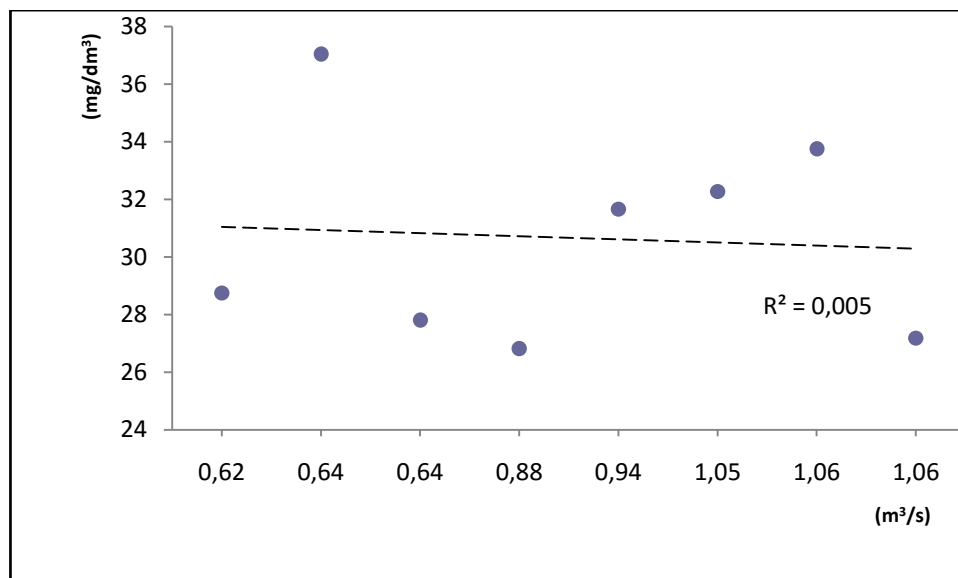
Na analizowanym obszarze wraz z biegiem Moszczenicy obserwuje się duże wahania w maksymalnych i minimalnych stężeniach jonu Cl^- (tab.31, ryc.31). Tendencja ta jest podobna jak w przypadku parametru PEW. W kształtowaniu się zawartości tych jonów w Moszczenicy dobrze widoczny jest wpływ wód Czerniawki. Od momentu połączenia się tych dwóch rzek stężenia Cl^- utrzymują się na podobnym poziomie na całym analizowanym odcinku, a ich zmiany są nieznaczne. Badane dopływy Moszczenicy na jej tle cechują się mniejszym spektrum zmian chlorków, niż to ma miejsce w przypadku konduktywności. Wody płynące w cieku w Woli Branickiej, pomimo wysokich wartości PEW, nie odznaczają się wysokimi wartościami Cl^- . Zupełnie odmienna sytuacja występuje w cieku w Kotowicach, którego wody cechują się zarówno wysoką przewodnością jak i stężeniami jonu chlorkowego (ryc.29, ryc.31).



Ryc. 31. Zmiana stężenia Cl^- z biegiem Moszczenicy

źródło: opracowanie własne na podstawie zał.10A-H

Dla posterunku wodowskazowego w Giecznie nie obserwuje się żadnej zależności pomiędzy wielkością przepływów a stężeniami chlorków (ryc.32). Zarówno przy niskich jak i wysokich przepływach ilość rozpuszczonych w wodzie jonów chlorkowych nie wykazuje żadnego związku, o czym świadczy także współczynnik determinacji bliski 0.



Ryc. 32. Współzmiennność między przepływem a zawartością jonów Cl⁻ w wodach Moszczenicy w Giecznie

źródło: opracowanie własne na podstawie zał.10A-H

W porównaniu do górnego odcinka charakteryzowanej rzeki, środkowy fragment odznacza się większą zawartością rozpuszczonych jonów chlorkowych, zwłaszcza przed przyjęciem wód Czerniawki (tab.22).

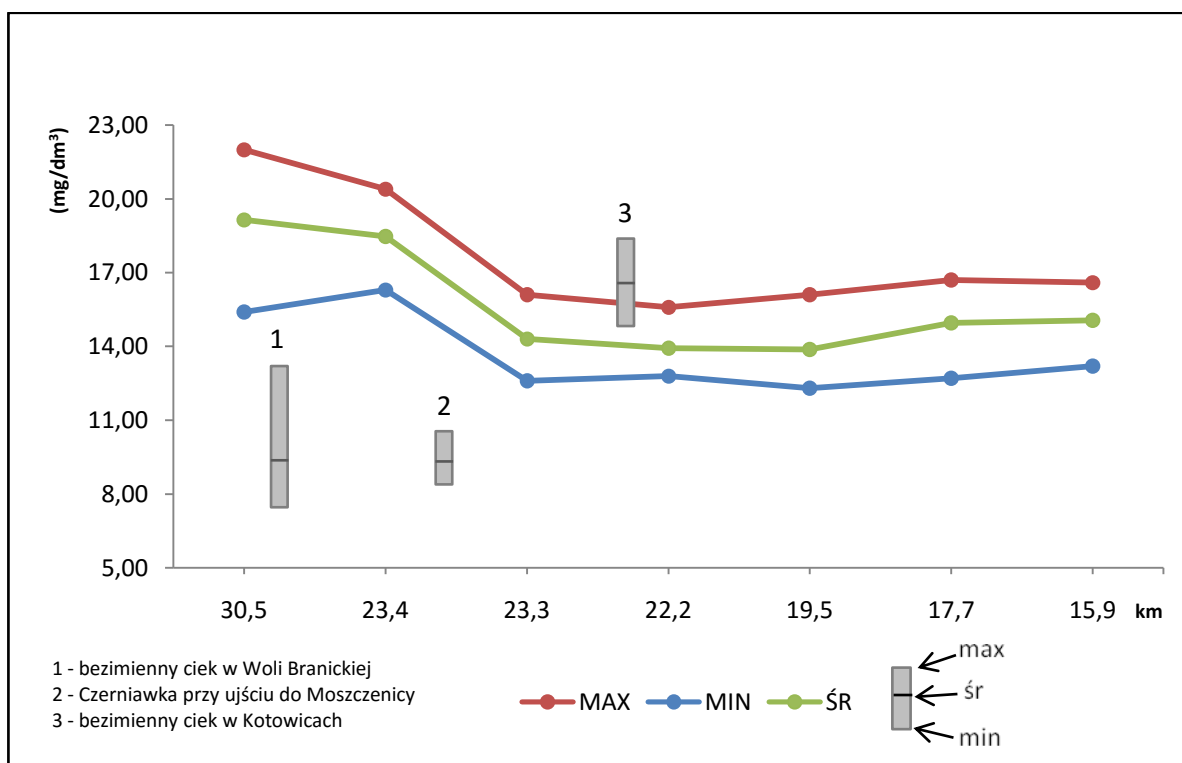
Spośród innych badanych cieków w rejonie wysadu wody Dezerty cechują się największymi stężeniami chlorków (tab.31).

Na tle innych rzek regionu (tab.23) wody środkowego odcinka Moszczenicy odznaczają się podwyższoną zawartością jonów Cl⁻.

Zawartość jonów Na⁺

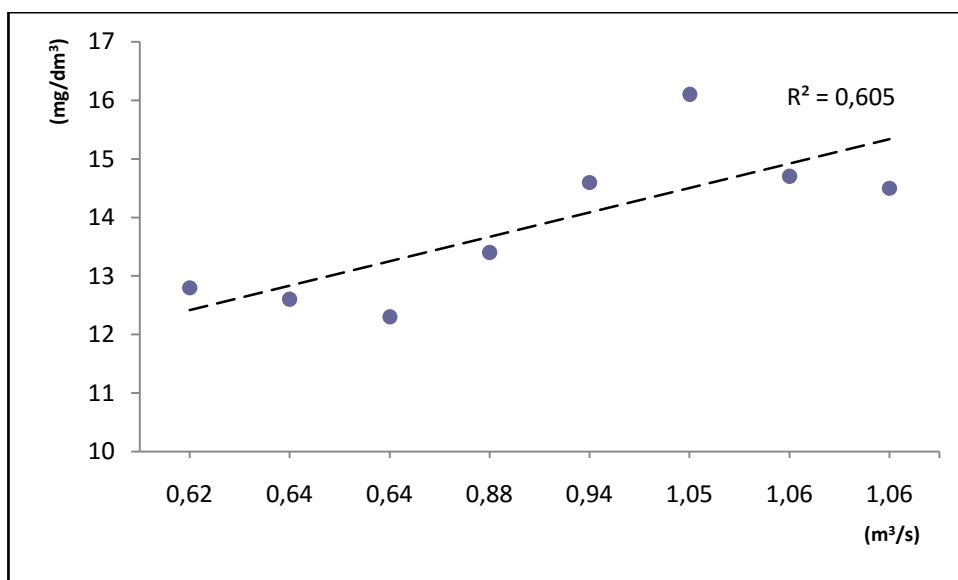
W rejonie wysadu solnego stężenia kationów Na⁺ w Moszczenicy i jej dopływach kształtują się w podobny sposób jak w przypadku jonów chlorkowych (ryc.33). Przed przyjęciem wód największego lewobrzeżnego dopływu ilość rozpuszczonego Na⁺ jest większa niż po wymieszaniu się wód. Różnice pomiędzy stężeniami charakterystycznymi jonu zanotowanymi w skrajnych punktach pomiarowo-kontrolnych na Moszczenicy (tab.1, tab.31) nie są tak duże jak w przypadku chlorków. Z biegiem rzeki od momentu przyjęcia wód Czerniawki ilość sodu w wodzie nieznacznie wzrasta (ryc.33). Dobrze widoczna jest zależność pomiędzy wielkością przepływu Moszczenicy w Giecznie a zawartością Na⁺ w wodzie (ryc.34). Wraz ze wzrostem przepływu zwiększa się ilości rozpuszczonego sodu. Według Mańczaka (1972) zależność taka jest typowa dla rzek naturalnych.

W wodach Dezerty stwierdzono największe stężenia sodu spośród wszystkich badanych cieków (tab.31), zarówno pod względem wartości minimalnych, maksymalnych jak i uśrednionych.



Ryc. 33. Zmiana stężenia Na^+ z biegiem Moszczenicy

źródło: opracowanie własne na podstawie zał.10A-H



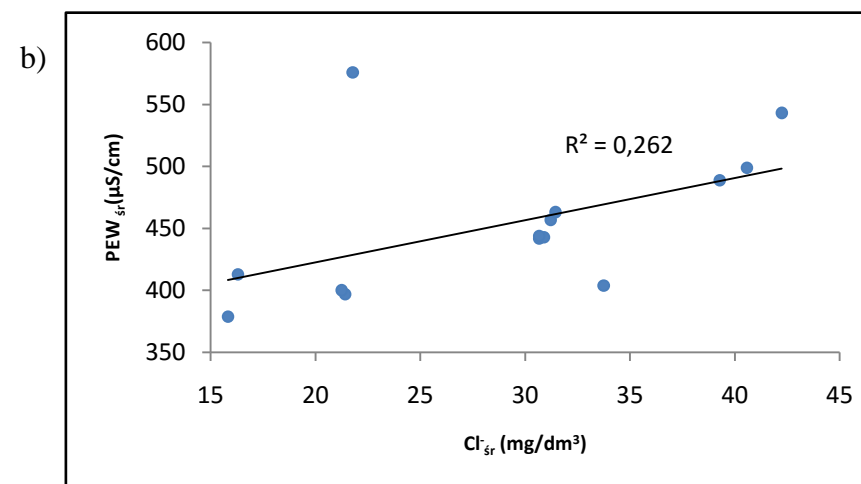
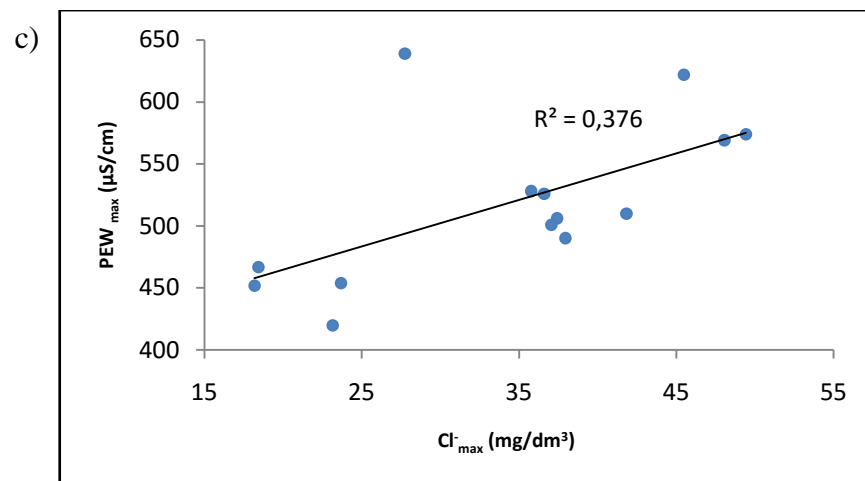
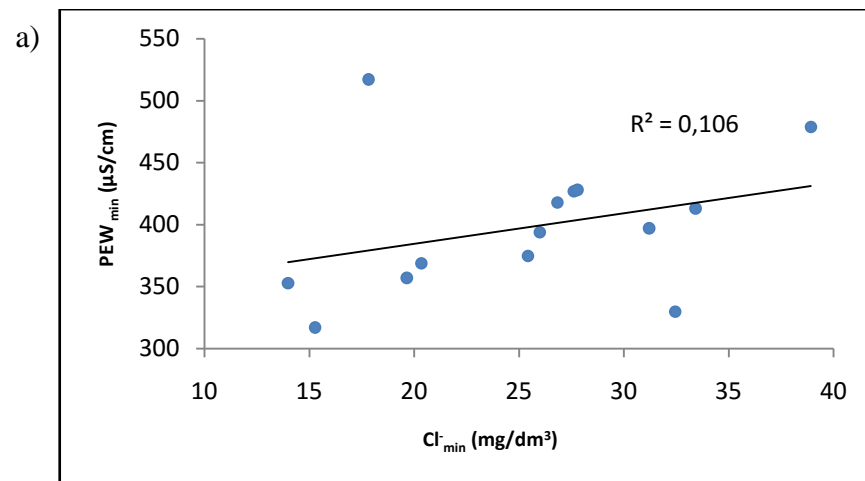
Ryc. 34. Współmienność między przepływem a zawartością w wodzie jonów Na^+ na Moszczenicy w Giecznie

źródło: opracowanie własne na podstawie zał.10A-H

Współmienność stężeń chlorków z PEW i sodem

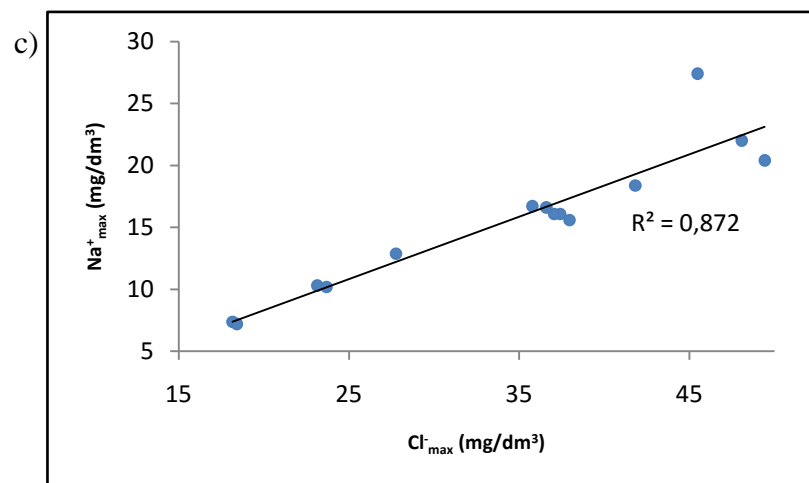
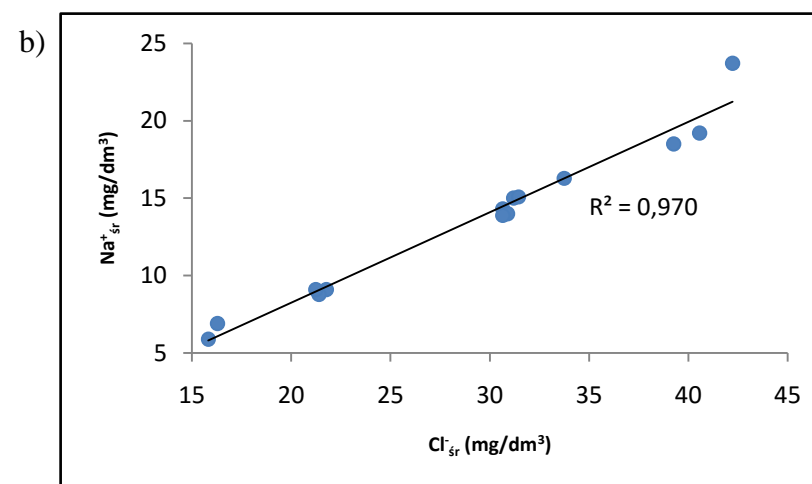
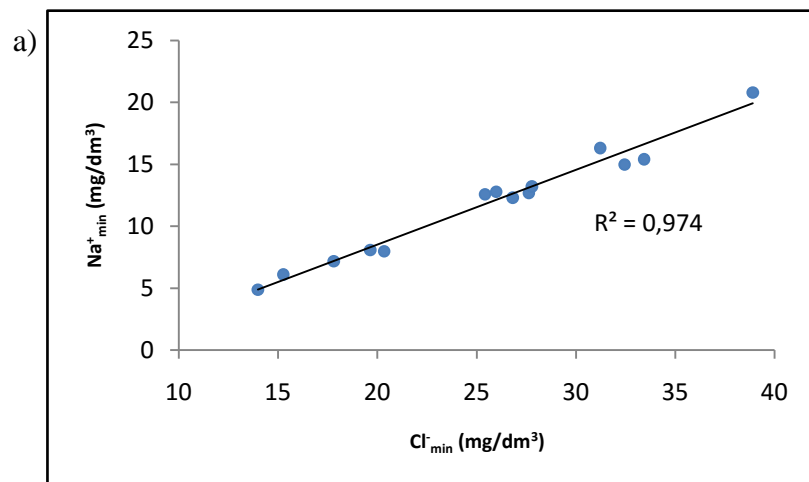
Zależność między konduktywnością a zawartością w wodzie jonów Cl^- jest bardzo słaba (ryc.35). Jedynie przy najniższych oraz średnich wartościach zestawionych cech widoczny jest pewien związek - punkty skupiają się w konkretnych częściach wykresu. Z obliczeń wynika, że wraz ze wzrostem wartości ku maksymalnym współczynniki regresji nabierają na sile. Przy wyższych stężeniach Cl^- jon ten silniej kształtuje mineralizację wody (PEW).

Znaczne wyraźniejsze zależności obserwuje się pomiędzy stężeniami Cl^- i Na^+ (ryc.36). Przy wartościach maksymalnych i minimalnych zależność ta jest bliska jedności, co oznacza bardzo silną korelację między tymi jonami. Wraz ze wzrostem zawartości chlorków zwiększa się zawartość sodu.



Ryc. 35. Współmienność między zawartością jonów Cl^- a PEW dla: a) wartości minimalnych; b) wartości średnich; c) wartości maksymalnych

źródło: opracowanie własne na podstawie zał.10A-H



Ryc. 36. Współmienność między zawartością jonów Cl^- a Na^+ dla: a) wartości minimalnych; b) wartości średnich; c) wartości maksymalnych

źródło: opracowanie własne na podstawie zał.10A-H

7. Możliwość przenikania zasolonych wód podziemnych do strefy przypowierzchniowej w rejonie wysadu solnego

Po trwających ponad 1,5 roku obserwacjach, badaniach i analizach wód podziemnych i powierzchniowych w rejonie wysadu solnego Rogóżno można stwierdzić że:

- wody ze studni przy fermie drobiu oraz w Wypychowie („*Gieczyńska*”) odznaczają się parametrami wskazującymi na ryzyko zasolenia nimi gleby oraz zmniejszenia jej przepuszczalności, jednak są wykorzystywane do nawadniania (ferma drobiu) lub samoczynnie wypływają i płyną po powierzchni terenu („*Gieczyńska*”);
- wody ze studni w dawnym PGR i w Wypychowie („*Gieczyńska*”) cechują się wysoką temperaturą. Według *Prawa geologicznego i górniczego* (2011) wody te są kopalinami będące własnością Skarbu Państwa. Paradoksalnie, są to jedyne znane autorowi wody z okolic Rogóżna które samoczynnie wypływają na powierzchnię terenu (poza studnią w fermie drobiu, gdzie zwierciadło wody kształtuje się nad powierzchnią terenu, ale woda nie jest w ruchu, nie wypływa) i nie są użytkowane. Planowane Uzdrowisko Rogóżno ma bazować m.in. na wodzie z otworu w Wypychowie (*Analiza możliwości... 2007*), które obecnie są tracone, odpływając do rowu;
- wody górnourajskie napływające do studni w fermie drobiu oraz w Wypychowie („*Gieczyńska*”) kontaktują się bezpośrednio lub pośrednio ze skałami zasolonymi, okalającymi wysad solny;
- wody piętra górnourajskiego płyną w kierunku NWN ku dolinie Bzury. Taki kierunek odpływu powoduje, że w studni przy klubie jeździeckim „*Salio*” nie obserwuje się wpływu geogeniki w kształtowanie chemizmu wody, a w przypadku studni przy dawnym PGR wpływ ten jest niewielki. Studnie przy fermie drobiu oraz w Wypychowie znajdują się tuż przy wysadzie solnym, aczkolwiek nie bezpośrednio nad nim, o czym świadczy ujmowany poziom górnourajski a nie permski. Lecz ich położenie w części północnej oraz północno-wschodniej powoduje, że mogą dopływać do nich wody kontaktujące się bezpośrednio z otoczeniem wysadu solnego;
- wody napływające do piezometrów przy stacjach benzynowych „*Moya*” i „*Janisz*” są silnie zanieczyszczone. Świadczą o tym znaczne ilości azotanów, siarczanów czy chlorków. Zanieczyszczenia przyczyniają się do obniżenia odczynu wody

oraz pojawienia się nienaturalnych typów hydrochemicznych. Potencjalnymi źródłami tych zanieczyszczeń jest rolnictwo oraz działalność bytowa człowieka;

- z materiałów archiwalnych wynika, że w okolicach Gieczna i Wypychowa istnieje kontakt hydrauliczny oraz lateralny zasolonych wód podziemnych z wodami powierzchniowymi. Układ hydroizohips pierwszego horyzontu wodonośnego informuje, że wody gruntowe drenowane są przez Moszczenicę oraz Czerniawkę.
- z układu hydroizobat pierwszego poziomu trzeciorzędowego i pierwszego poziomu wglębnego czwartorzędowego wynika, że w okolicach Władysławowa i Lorenek możliwa jest ascenzja zasolonych geogenicznie wód wglębnych do wód gruntowych. W tych strefach znajdują się dwie studnie ujmujące wodę z utworów czwartorzędowych: przy zakładzie „Markie-Pol” oraz dawnym punkcie skupu mleka. Rozpoznany skład chemiczny wskazuje na dopływ do tych studni wód zasolonych;
- głębsze wody czwartorzędowe, ujmowane studniami przy „Markie-Polu” oraz dawnej zlewni mleka, a także studnia górnourajska w dawnym PGR, wskazują na mieszanie się wód zasolonych ze słodkimi. Jednak w przypadku studni przy „Markie-Polu”, na skutek kontaktu z zanieczyszczonymi wodami gruntowymi, związek ten nie jest do końca widoczny;
- rozpoznany skład jonowy wód pobranych z Pełczysk stanowił wzorzec zasolonych geogenicznie wód wypływających na powierzchnię oraz punkt odniesienia do analiz wód gruntowych i powierzchniowych w rejonie wysadu solnego Rogóżno. Można stwierdzić, że w rejonie Rogóżna nie występują silnie zasolone wody powierzchniowe oraz wglębne czwartorzędowe. Jednak w stawie przy H-4 oraz studniach przy „Markie-Polu” i dawnym punkcie skupu mleka wody wykazują oznaki geogenicznego zasolenia, lecz nie tak czytelne jak w przypadku wód z Pełczysk;
- w badanym stawie w sąsiedztwie dawnego otworu H-4 oraz w nieistniejących już piezometrach odnotowano podwyższone stężenia Cl^- i Na^+ , oraz Mg^{2+} i K^+ . Przy braku świadectw ich antropogenicznego pochodzenia, prawdopodobnym źródłem tych jonów jest cechsztyńska formacja salinarna. Oznacza to istnienie w tym rejonie zasolonych geogenicznie wód gruntowych, które mogą być wzbogacane w wyżej wymienione jony w dwojaki sposób. Jedną z możliwości może być ascenzja głębokich, zasolonych wód podziemnych do wód gruntowych. Jednak w opracowaniach archiwalnych jedyny rozpoznany przejaw ascenzji słonych wód ma miejsce w rejonie Gieczna. Brak jakiegokolwiek wzmianki na ten temat z okolic Rogóżna może wskazywać

na pominięcie lub niewychwycenie takiej sytuacji, lub, co jest bardziej prawdopodobne, na inne źródło tego zjawiska. Przyczyna zasolenia wód gruntowych okolic stawu może tkwić w niewłaściwie zabezpieczonym, nieużytkowanym otworze archiwalnym H-4. Powyższe jony wskazują na obecność wód zawierających ługi halitu oraz soli potasowo-magnezowych, lecz nie aż tak jasno czytelne jak w przypadku wód z Pełczysk, ponieważ w tym przypadku następuje ich rozcieńczenie z wodami słodkimi. Dodatkowym argumentem potwierdzającym ich geogeniczne pochodzenie jest fakt, że tak wysokich stężeń nie zaobserwowano w innych badanych próbkach wód gruntowych, nawet, gdy poddawane są silnym wpływom antropopresji.

- pomimo braku przejawów występowania w przeszłości solnisk, w opracowaniu Jaworskiego (1964) znajdują się wyniki analizy chemicznej wód z nich pobranych. Przyczyna ich zaniku, przy założeniu że istniały, może tkwić w głębi ziemi. Silnie rozwinięte zjawiska krasowe, które trwają prawdopodobnie przez cały czas, w pewien sposób wpływają na warunki krążenia wód. Pojawianie się nowych pustek, szczelin, kawern, może spowodować zmiany przepływu wód. Warunki hydrogeologiczne sprzyjające wypływowi słonych wód mogły ulec zmianie, przez co wypływy zaniknęły. Niewykluczone, że pojawią się znów w innym miejscu, w innym czasie, o innym charakterze. Ciało solne, na skutek zachodzących w jego otoczeniu przemian geologicznych i morfologicznych, może nie być szczelnie izolowane od wód. W takim przypadku istnieją możliwości ponownej subrozji i wynoszenia związków chemicznych zasalających do poziomów nadległych;
- w środkowym biegu Moszczenicy widoczna jest powtarzająca się zależność w odniesieniu do badanych parametrów fizykochemicznych wody, za wyjątkiem jej temperatury. Przed przyjęciem wód Czerniawki statystyczne wartości charakterystyczne (minimalne, maksymalne oraz średnie) są wyższe, a rozpiętość między nimi znaczna. Po wymieszaniu się wód wartości parametrów obniżają się, a rozpiętości między nimi zmniejszają. Oznacza to, że Czerniawka działa stabilizująco na chemizm Moszczenicy;
- od momentu przyjęcia przez Moszczenicę wód Czerniawki, a więc w środkowej i północnej części wysadu solnego, oraz poza jego północną granicą, nie obserwuje się znaczącego wzrostu omawianych parametrów. Prochazka (1970) na przykładzie wysadu w Damasławku oraz Inowrocławiu wskazuje, że zasolenie geogeniczne wód gruntowych przejawia się dopiero w odległości ok. 1 km poza zarysem wysadu solnego. Dane pochodzące z badanego terenu wskazują, że w rejonie Gieczna,

czyli na północnym pograniczu zarysu wysadu, występuje możliwa ascenzja zasolonych wód wgłębnych do wód gruntowych. Jednak w przypadku Moszczenicy, na której ostatni punkt pomiarowo-kontrolny położony jest ponad 3,5 km od granic wysadu, nie stwierdzono podwyższonego PEW ani stężeń jonów Cl^- i Na^+ ;

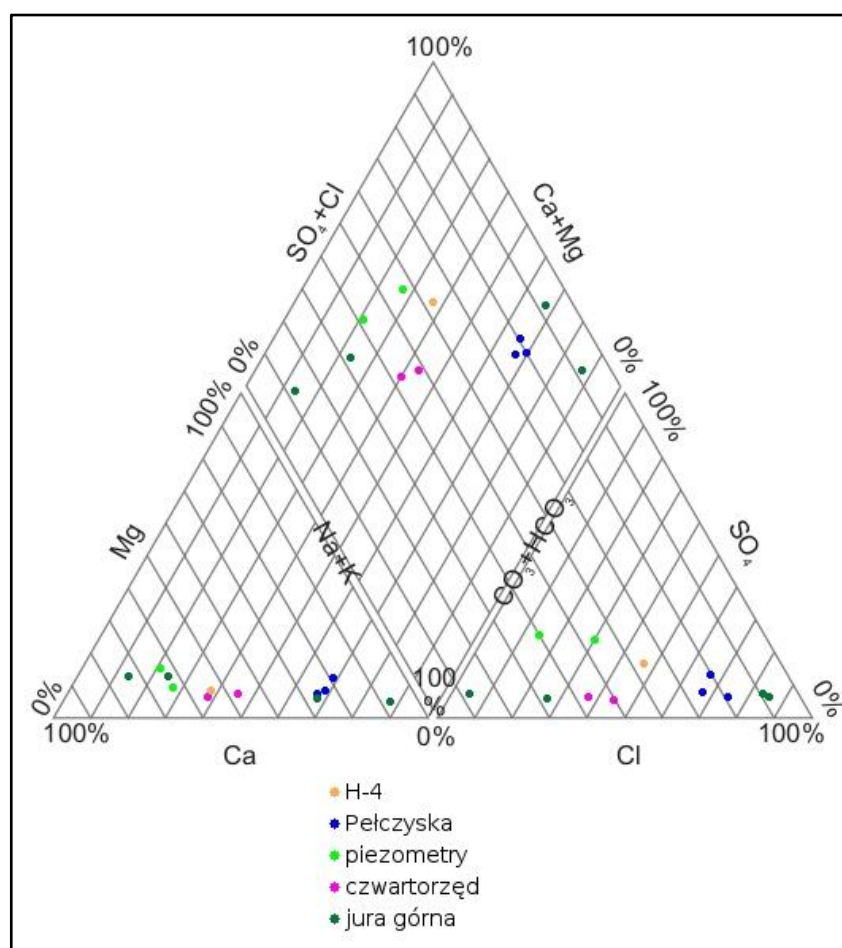
- ze zdjęcia hydrochemicznego PEW wód powierzchniowych z rejonu wysadu solnego wynika, że wraz z oddalaniem się od Moszczenicy i Czerniawki, które są lokalnymi bazami drenażu, wzrasta wartość tego parametru. Ta względnie regularna zależność zakłócona jest przez dwie strefy „anomalne”. Jedna z nich występuje w okolicy dawnego otworu H-4, druga natomiast za północno-zachodnią granicą zarysu wysadu solnego.
- Na obszarze o podwyższonej PEW występującym za północno-zachodnią granicą zarysu wysadu swoje źródła oraz górny odcinek lokuje niewielka rzeka Dezerta. Oprócz pierwszego punktu pomiarowo-kontrolnego położonego na Moszczenicy, gdzie z pewnością na chemizm wody nie oddziałuje egzemat solny w Rogóźnie, to właśnie w wodach Dezerty obserwuje się najwyższe stężenia jonów Cl^- i Na^+ spośród badanych wód. Lokalizacja rzeki po zachodniej stronie Moszczenicy powoduje, że zanieczyszczone antropogenicznie wody gruntowe stwierdzone w piezometrach znajdujących przy drodze wojewódzkiej drenowane są przez Moszczenicę, będącą ich lokalną bazą drenażu. Układ taki sprawia, że wody Dezerty mogą być zasilane przez spływ podziemny oraz podpowierzchniowy z terenów znajdujących się jedynie po jej zachodniej stronie. Niestety z tego rejonu brak danych dotyczących chemizmu wód gruntowych. Wyniki uzyskane z kartowania terenowego oraz badań parametrów fizykochemicznych wód Dezerty wskazują na pośredni wpływ geogeniki na kształtowanie się chemizmu wód tuż za północno-zachodnią granicą zarysu wysadu solnego. Wpływ ten może być dwojaki. Pierwsza możliwość to ascenzja zasolonych wód wgłębnych do gruntowych i powierzchniowych w tym rejonie, o czym w żadnej publikacji nie jest wspomniane, ponieważ jest to obszar położony poza wysadem solnym. Drugi wariant związany jest z usytuowaniem obszaru w obrębie pradoliny, co powoduje, że wody gruntowe przejawiające oznaki wpływu geogeniki znajdują się blisko powierzchni terenu i zasilają wody powierzchniowe. Wówczas obserwacje Prochazki (1970) miałyby również potwierdzenie w przypadku wysadu solnego w Rogóźnie, lecz w nieco dalszej strefie niż opisanej przez niego;
- także w bezimiennym dopływie Moszczenicy w rejonie Kotowic i Rogóżna, w punkcie pomiarowo-kontrolnym nr XIII zaobserwowano podwyższone zawartości jonów

chlorkowych i sodowych. Wartości te są nieco niższe niż w Dezercie, ale wyższe niż na Moszczenicy. Wody tego cieku mogą być zasilane przez wody gruntowe przejawiające oznaki zasolenia geogenicznego. Podobnie jak Dezerta dopływ ten znajduje się na obszarze podwyższonej konduktywności wód powierzchniowych, być może spowodowanej geogeniką;

- Moszczenica, z racji jej wielkości oraz charakteru tranzytowego, także może być „zasilana” na badanym odcinku przez zasolone, zarówno geogenicznie jak i antropogenicznie, wody gruntowe i wody spływu podpowierzchniowego. Jednak przy całej objętości transportowanej wody, możliwe przejawy zasolenia Moszczenicy są tak niewielkie, że praktycznie nie do wychwycenia. Potwierdzają to scharakteryzowane powyżej parametry fizykochemiczne. Pomimo presji jaką wywołuje wysad solny zarówno na wody powierzchniowe, gruntowe oraz wgłębne (co wykazały badania terenowe, analizy laboratoryjne i wyniki archiwalne) wydaje się, wody Moszczenicy na chwilę obecną nie są podatne na zasolenie geogeniczne.

Graficzną metodą odwzorowania składu chemicznego wód podziemnych jest diagram Pipera. Przedstawia się w niej stężenia jonów głównych w % mval na trójkątnych wykresach oraz ich rzuty na wpisany między trójkąty romb. Na rycinie 37 odwzorowano skład chemiczny pobranych próbek wód podziemnych i powierzchniowych, dla których sporządzono bilans jonowy.

Rozmieszczenie punktów na diagramie potwierdza strefy występowania różnych genetycznie wód: słodkich, słonych, przejściowych (mieszających się ze sobą wód słodkich i słonych), a także poddawanych oddziaływaniom antropopresji. W przypadku wód górnourajskich bardzo dobrze widoczny jest podział na wody słodkie i słone - punkty grupują się w dwie strefy zlokalizowane po przeciwnych stronach każdego wykresu. Dla wód czwartorzędowych dokonano rozróżnienia na studnie i piezometry. Studnie bazujące na poziomach czwartorzędowych grupują się na wykresach pomiędzy zasolonymi a słodkimi wodami górnourajskimi, co potwierdza dopływ do nich zarówno wód zasolonych i słodkich. Nienaturalny chemizm wód zasilających piezometry przejawia się brakiem możliwości naniesienia punktów na trójkącie opisującym skład anionowy. Woda w stawie przy dawnym otworze H4 także odznacza się zasoleniem geogenicznym lecz w nieco większej skali niż ma to miejsce w przypadku studni czwartorzędowych, aczkolwiek nie aż w takim stopniu jak w przypadku wód z Pełczysk. W Pełczyskach mamy do czynienia z wodami ewidentnie słonymi w niewielkim stopniu wysłodzonymi.



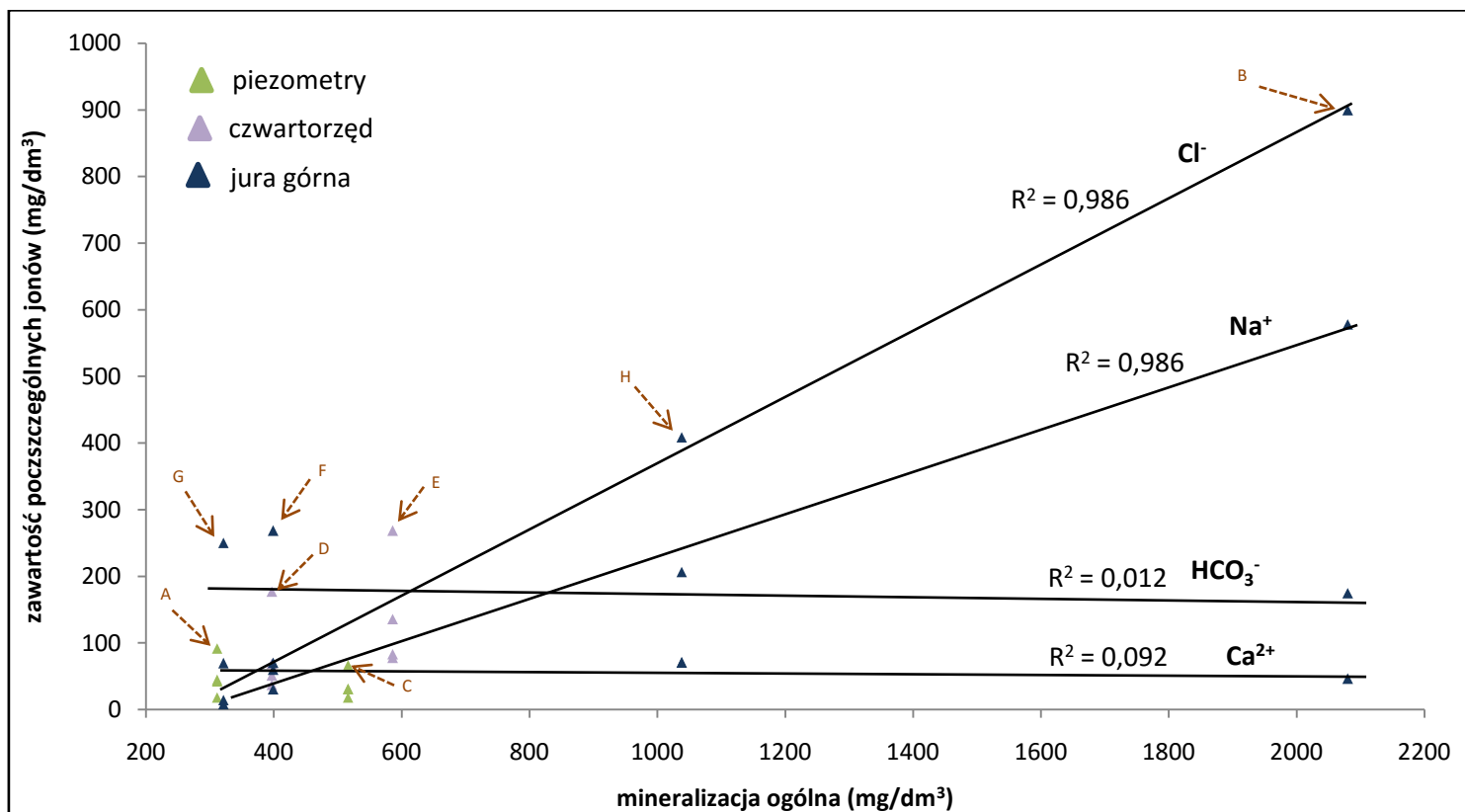
Ryc. 37 Diagram Pipera z naniesionymi wynikami analizy chemicznej wód podziemnych i powierzchniowych

źródło: opracowanie własne na podstawie: tab.30, zał.7A-I

Potwierdzeniem rozważań na temat uwidocznionego na diagramie Pipera zasilania wód poszczególnych poziomów wodonośnych jest praca Drwala i Borowiaka (2000), którzy na przykładzie rzek Żuław Wiślanych przedstawili analogiczny schemat zasilania wód powierzchniowych. Mechanizm tego procesu w wymiarze chemicznym przebiega wręcz identycznie - stopniowy wzrost roli jonów Cl⁻ i Na⁺ na niekorzyść jonów Ca²⁺ i HCO₃⁻.

Innym sposobem wizualizacji potwierdzającym mieszania się wód słonych i słodkich jest metoda Ogilviego. Metoda ta opiera się na poglądzie, że jeżeli obserwowana woda powstaje w wyniku mieszania się wód słabo i silnie zmineralizowanych, to zależność pomiędzy mineralizacją powstałej wody a zawartością poszczególnych jonów ma charakter liniowy. Wówczas punkty przedstawiające ilość określonego jonu w wodzie będącej efektem mieszania powinny leżeć na prostej bądź też blisko niej (Kiełczawa 2000). Opierając się na metodzie Ogilviego sporządzono wykres przedstawiający proces mieszania się wód

w badanych studniach i piezometrach (ryc.38). Zależność taka bardzo dobrze widoczna jest w przypadku jonów Cl^- i Na^+ , które *de facto* są wskaźnikami zasolenia. Wartość współczynnika determinacji (R^2) bliska jedności oznacza bardzo silną zależność pomiędzy mineralizacją wody a zawartością w niej wymienionych jonów.



Dane pochodzące z poszczególnych studni i piezometrów, ze względu na odniesienie zawartości charakteryzowanych jonów do mineralizacji ogólnej, układają się w jednej pionowej linii. Każdy zbiór punktów układający się w linii pionowej oznaczono symbolem zgodnym z numeracją obiektów na mapie dokumentacyjnej (zał.2) oraz karcie analizy fizykochemicznej (zał. 7A-H)

Ryc. 38. Wykres Ogilviego przedstawiający mieszanie się wód w rejonie wysadu solnego Rogóżno

źródło: opracowanie własne na podstawie zał.7A-H

8. Wnioski

Po dokładnej analizie warunków hydrochemicznych, jakie występują na obszarze wysadu solnego Rogóżno można stwierdzić, że jon chlorkowy jest zarówno dobrym jak i nie najlepszym wskaźnikiem do rozpoznawania geogenicznego zasolenia wód.

W przypadku wód wglębnych, odizolowanych od powierzchni terenu, w stosunkowo łatwy sposób można określić genezę tego anionu. Znacznie większe kłopoty pojawiają się w przypadku wód gruntowych i powierzchniowych, zwłaszcza, gdy występują one na obszarach intensywnie zagospodarowanych. Wówczas część chlorków, niekiedy nawet i znacząca, pochodzi z ognisk antropogenicznych.

W wodach rzecznych Moszczenicy chlorki nie są dobrym wskaźnikiem uwidaczniającym dopływ zasolonych geogenicznie wód. Wielce prawdopodobne jest, że zjawisko takie występuje, lecz jego skala jest praktycznie nie do wychwycenia.

Zastosowanie innej metody badawczej mogłoby dostarczyć bardziej jednoznacznych wniosków na temat genezy chlorków w wodach gruntowych i powierzchniowych rejonu wysadu solnego. Jednym z takich parametrów mogłoby być określenie stężenia jonów bromkowych powinowatych hydrogeochemicznie z chlorkami (Pazdro i Kozerski 1990). Pojawienie się ich w wodach gruntowych i powierzchniowych potwierdziłoby istnienie ascenzji zasolonych geogenicznie wód wglębnych. Jednak w przypadku wód gruntowych i powierzchniowych stężenia tych jonów są tak niewielkie, że praktycznie nie do wykrycia przez stosowaną w laboratorium Państwowego Zakładu Higieny aparaturę¹³.

Innym perspektywicznym sposobem identyfikacji zasolenia geogenicznego wód przypowierzchniowych w rejonie wysadu solnego w Rogóżnie może się okazać metoda izotopowa. Występujący w przyrodzie chlor stanowi mieszaninę dwóch stabilnych izotopów: ³⁵Cl i ³⁷Cl. Pozostałe izotopy są promieniotwórcze. Jednym z promieniotwórczych izotopów, który jest wyłącznie pochodzenia naturalnego, jest ³⁶Cl. Za jego pomocą można określić genezę wody oraz jej wiek. W porównaniu do trwałych izotopów chloru, zawartość ³⁶Cl w przyrodzie jest znikoma. Stosunek ³⁶Cl do ³⁷Cl + ³⁵Cl wynosi od 10^{-10} ÷ 10^{-16} . Dlatego aby go rozpoznać wymagane jest stosowanie niezmiernie czułej aparatury¹⁴. W wodach podziemnych źródłem tego izotopu jest aktywacja neutronowa chloru znajdującego

¹³ Opinia wyrażona przez p. Teresę Latour w rozmowie telefonicznej z opiekunem pracy, dr. Maciejem Ziulkiewiczem

¹⁴ W aparaturę taką wyposażona jest, m.in., Akademia Górniczo-Hutnicza w Krakowie oraz Centralne Laboratorium Ochrony Radiologicznej w Warszawie

się w skorupie ziemskiej. Odpowiedzialne za tworzenie się ^{36}Cl są neutrony, których głównym źródłem są reakcje jądrowe różnych pierwiastków, m.in. sodu (Dowgiałło 1987). W okolicach Rogóżna należy spodziewać się „znacznych” ilości promieniotwórczego izotopu ^{36}Cl w wodach wgłębnych, a na skutek ich ascenzji także w wodach gruntowych i powierzchniowych. Wykonanie tak dokładnych i licznych analiz wód wymaga znacznych nakładów finansowych, uniemożliwiających wykorzystanie tej metody w niniejszym opracowaniu.

W okolicach Gieczna, Władysławowa i Lorenek możliwa jest ascenzja wód wgłębnych do wód gruntowych i powierzchniowych. Zostało to stwierdzone podstawowymi badaniami prowadzonymi w ramach pracy, jednak na ich podstawie nie można określić skali tego zjawiska.

Reasumując, kontakt hydrauliczny wód geogenicznie zasolonych z wodami gruntowymi i powierzchniowymi istnieje, jednak chlorki mają ograniczoną przydatność do jednoznacznej i szczegółowej oceny tego zjawiska. Chlorki są dowodem zasolenia, jednak nie do końca identyfikują jego genezę w wodach przypowierzchniowych.

9. Bibliografia

1. Analiza możliwości wykorzystania zasobów wód geotermalnych i powierzchniowych oraz borowin w okolicy miejscowości Rogóżno dla potrzeb rozwoju turystyki, rekreacji i lecznictwa, 2007. Centrum Zrównoważonego Rozwoju. Łódź.
2. Archiwum Urzędu Marszałkowskiego Województwa Łódzkiego.
3. Bartosiewicz A., 1979. Zasolenie wód glebowo-gruntowych Wielkopolski oraz jego związek z warunkami glebowymi i intensyfikacją nawożenia. Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu. Rozprawy Naukowe. Zeszyt 91, Poznań.
4. Bierkowska M., Błaszczyk J., 1989. Objasnienia do Mapy Hydrogeologicznej Polski w skali 1:200 000. Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa.
5. Błachuta J., Picińska-Fałtynowicz J., Czoch K., Kulesza K., 2010. Abiotyczne typy wód płynących w Polsce. Gospodarka Wodna, tom 5, s. 181-191.
6. Bojakowska I., Lech D., Jaroszyńska J., 2012. Wskaźniki zasolenia w wodach Potoku Służewieckiego i Jeziora Wilanowskiego w Warszawie. Górnictwo i Geologia, tom 7, zeszyt 2, s. 85-99.
7. CBDH (Centralna Baza Danych Hydrogeologicznych, System Przetwarzania Danych Państwowej Służby Hydrogeologicznej 2014. <http://spdps.sh.pgi.gov.pl/PSHv7/>.
8. Charysz W., 1962. Budowa geologiczna wysadu solnego „Rogóżno” i związane z nim możliwości górnicze. Praca dyplomowa. Dokumentacja archiwalna.
9. Chełmicki W., 2012. Woda. Zasoby, degradacja, ochrona. Wydawnictwo Naukowe PWN. Warszawa.
10. Czarnecka H. (red.), 2005. Atlas podziału hydrograficznego Polski. Atlasy i Monografie IMGW, Warszawa
11. Dadak Z., 1973. Ciepłe wody podziemne w utworach kredowych okolic Łodzi. Kwartalnik Geologiczny, vol. 17, nr 1, s.84-91.
12. Dębski J., Podemski M., Szaniawski H., 1963. Dokumentacja geologiczna złoża soli kamiennej w wysadzie solnym Rogóżno, pow. Łęczyca, woj. Łódź. Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa.
13. Dojlido J.R., 1995. Chemia wód powierzchniowych. Wydawnictwo Ekonomia i Środowisko, Białystok.
14. Dokumentacja hydrogeologiczna określająca warunki hydrogeologiczne w związku z projektowaniem stacji dystrybucji paliw płynnych na dz. nr 127/1 w Rogóżnie.

- Archiwum Urzędu Marszałkowskiego Województwa Łódzkiego. (dok. 1068), 2002. Materiał niepublikowany.
15. Dokumentacja hydrogeologiczna warunków gruntowo-wodnych w rejonie projektowanej Stacji Paliw w Warszycach, gm. Zgierz. Archiwum Urzędu Marszałkowskiego Województwa Łódzkiego. (dok. 841), 1995. Materiał niepublikowany.
 16. Dowgiałło J., 1987. „Datowanie” wód podziemnych chlorem-36. Przegląd Geologiczny, vol.35, nr 3, s. 135-137.
 17. Dowgiałło J., Kleczkowski A.S., Macioszczyk T., Różkowski A., 2002. Słownik hydrogeologiczny. Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa.
 18. Drwal J., Borowiak M., 2000. Chemizm wód powierzchniowych w strefie kontaktu lądu i morza [w:] Burchard J. (red.), 2000. Stan i antropogeniczne zmiany jakości wód w Polsce, s. 91-100.
 19. Dubaniewicz H., 1974. Klimat województwa Łódzkiego. Acta Universitatis Lodzensis, nr 34.
 20. Gołębiowska K., Niespodziewany A., Reczek T., 1994. Wskazówki metodyczne do projektowania regionalnego monitoringu wód powierzchniowych płynących. Państwowa Inspekcja Ochrony Środowiska. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa
 21. Gomółka E., Szaynok A., 1997. Chemia wody i powietrza. Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław.
 22. Górski J., 2001. Propozycja oceny antropogenicznego zanieczyszczenia wód podziemnych na podstawie wybranych wskaźników hydrochemicznych [w:] Bocheńska T., Staśko S. (red.), 2001. Współczesne Problemy Hydrogeologii, tom X, cz.1, s. 309-313.
 23. Hereźniak-Ciotowa U., Ziulkiewicz M., 1996. Chemizm wód źródlanych Strugi Dobieszkowskiej (Młynówki). Materiał niepublikowany.
 24. Hounslow A.W., 1995. Waret Quality Data. Analysis and Interpretation. Lewis Publishers.
 25. Hulisz P., 2007. Wybrane aspekty badań gleb zasolonych w Polsce. Stowarzyszenie Oświatowców Polskich, Toruń.
 26. Jaworska J., Ratajczak R., Wilkosz P., 2010. Definicja i elementy budowy tzw. czapy gipsowej na przykładzie badań czap struktur solnych Wapna i Mogilna. Geologia, tom 36, zeszyt 4, s. 505-511.

27. Jaworski A., 1962. Aragonit w utworach czapy wysadu solnego w Rogóźnie koło Łodzi. *Przegląd Geologiczny*, vol. 10, nr 11, s.592-595.
28. Jaworski A., 1964. Powierzchniowe przejawy zasolenia na obszarze wysadu solnego w Rogóźnie koło Łodzi. *Przegląd Geologiczny*, vol. 12, nr 3, s. 148-149.
29. Jokiel P. (red.), 2002. Woda na zapleczu wielkiego miasta. Możliwości wykorzystania i problem ochrony zasobów i obiektów wodnych w małej zlewni strefy podmiejskiej Łodzi.
30. Jokiel P., 2004. Zasoby wodne Środkowej Polski na progu XXI wieku. Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego.
31. Jokiel P., Maksymiuk Z., 2000. Morfologiczne i geologiczne tło procesu obiegu wody w małej zlewni położonej w północnej części Wyżyny Łódzkiej. *Acta Universitatis Lodzensis. Folia Geographica Physica* nr 5, s.9-28.
32. Kamiński J., 1993. Późnoplejstocenska i holocenska transformacja doliny Moszczenicy jako rezultat zmian środowiska naturalnego oraz działalności człowieka. *Acta Geographica Lodziensia* nr 64.
33. Kasiński J.R., Czapowski G., Piwocki M., 2009. Rola halokinezy w powstawaniu trzeciorzędowych złóż węgla brunatnego na Niziu Polskim. *Przegląd Geologiczny*, vol. 57, nr 11, s. 964-975.
34. Kiełczawa B., 2000. Zmienność mineralizacji wód górnokredowych Gorzanowa. *Przegląd Geologiczny*, vol.48, nr 12, s. 1195-1199.
35. Klatkowa H., 1993. Objasnienia do szczegółowej Mapy Geologicznej w skali 1:50 000. Arkusz Zgierz.
36. Kolago C., 1965. Perspektywy balneologiczne Łodzi. *Przegląd Geologiczny*, vol.13, nr 8, s. 350.
37. Kolago C., 1983. Nowa wersja podziału hydrogeologicznego Polski. *Kwartalnik Geologiczny*, tom 27, nr 2, s.365-372.
38. Kwaterkiewicz A., Sadurski A., 1986. Problem genezy wód zmineralizowanych w sąsiedztwie Jeziora Żarnowieckiego. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, vol.56, s. 163-177.
39. Macher J., Konasewicz T., 1965. Warunki hydrogeologiczne południowo-wschodniej części niecki łódzkiej [w:] *Z badań hydrogeologicznych w Polsce*, tom. II. Biuletyn Instytutu Geologicznego. Warszawa, s. 55-142.
40. Macioszczyk A., 1976. Klasyfikacja anomalii hydrogeologicznych. *Przegląd Geologiczny*, vol. 24, nr 1, s. 22-25.

41. Macioszczyk A., 1987. System oceny jakości i stopnia zanieczyszczenia wód podziemnych eksploatowanych do celów pitnych. *Przegląd Geologiczny*, vol. 35, nr 12, s.628-636.
42. Macioszczyk A., 1989. Zróżnicowanie tła hydrogeochemicznego wód podziemnych eksploatowanych na terenie Środkowej i Północnej Polski. *Przegląd Geologiczny*, vol. 37, nr 2, s.73-78.
43. Macioszczyk A., Dobrzyński D., 2002. Hydrogeochemia strefy aktywnej wymiany wód podziemnych. Wydawnictwo Naukowe PWE, Warszawa.
44. Macioszczyk A., Pich J., Płochniowski Z., 1972. Chemizm wód podziemnych w utworach trzeciorzędowych na obszarze Polski (bez Karpat). *Kwartalnik Geologiczny*, vol. 16, nr 2, s. 428-445.
45. Maksymiuk Z., 2001. Wody [w:] Liszewski S. (red.), 2001. Zarys monografii województwa łódzkiego. Łódzkie Towarzystwo Naukowe, s. 60-68.
46. Marek S., 1957. Wstępne rozpoznanie stratygraficzne dolnej kredy w obszarze Rogóżna i Ozorkowa. *Kwartalnik Geologiczny*, vol. 1, nr 2, s.247-258.
47. Meszczyński J., Szczerbicka M., 2002. Objasnienia do Mapy Hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000. Arkusz Zgierz. Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa.
48. Mizerski W., 2009. Geologia dynamiczna. Wydawnictwo naukowe PWN. Warszawa.
49. Moniewski P., 2004. Źródła okolic Łodzi. *Acta Geographica Lodziensia* nr 87.
50. Ochman D., Kawałko D., Kaszubkiewicz J., Jezierski P., 2011. Zawartość rozpuszczalnych kationów i anionów w wyciągach wodnych z gleb zasalanych wodami poflotacyjnymi infiltrującymi ze składowiska „Żelazny Most”. *Ochrona Środowiska i Zasobów Naturalnych* nr 48, s. 266-275.
51. Paczyński B. (red.), 1995. Atlas hydrogeologiczny Polski w skali 1:500 000, cz. II - Zasoby, jakość i ochrona zwykłych wód podziemnych. Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa.
52. Pazdro Z., Kozerski B., 1990. Hydrogeologia ogólna. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
53. Pęczkowska B., Figiel Z., 2006. Pierwszy poziom wodonośny. Występowanie i hydrodynamika. Skala 1:50 000. Arkusz Zgierz. Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa.
54. Piątkowska A., Surąła M., Perski Z., Graniczny M., 2012. Zastosowanie satelitarnej interferometrii radarowej do identyfikacji mobilności form solnych Centralnej Polski

- na przykładzie wysadu solnego Inowrocław. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, nr 452, s.237-244.
55. Plan zimowego utrzymania dróg wojewódzkich w sezonie 2014-2015 na sieci dróg administrowanych przez Zarząd Dróg Wojewódzkich w Łodzi, 2014.
 56. Poborska-Młynarska K., 1984. Naturalna degradacja wysadu solnego w Inowrocławiu. Kwartalnik Geologiczny, tom 28, nr 2, s. 341-352.
 57. Podemski M., 1963. Zarys historii poszukiwań i odkrycia złoża [w:] Dębski J., Podemski M., Szaniawski H., 1963. Dokumentacja geologiczna złoża soli kamiennej w wysadzie solnym Rogóźno, pow. Łęczyca, woj. Łódź. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, s.11-15.
 58. Pokojowska U., 1999. Przewodnik metodyczny do analizy wód. Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń.
 59. Polański A., Smulikowski K., 1969. Geochemia. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
 60. Polska Norma, 1994 (PN-ISO 9297). Jakość wody. Oznaczanie chlorków. Metoda miareczkowania azotanem srebra w obecności chromianu potasu jako wskaźnika (Metoda Mohra).
 61. Prochazka K., 1970. Wpływ wysadowych struktur solnych Kłodawy i Uścikowa na zasolenie skał nadkładu i wód studziennych (Kujawy). Prace Geologiczne, nr 62.
 62. Przybyłek J., Dąbrowski S., 2013. Doliny rzeczne i pradoliny jako odrębne systemy wodonośne w badaniach i dokumentowaniu hydrogeologicznym. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, nr 456, s. 471-478.
 63. Raport o stanie środowiska w województwie łódzkim, 2008. Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska w Łodzi.
 64. Raport o stanie środowiska w województwie łódzkim, 2009. Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska w Łodzi.
 65. Raport o stanie środowiska w województwie łódzkim, 2010. Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska w Łodzi.
 66. Raport o stanie środowiska w województwie łódzkim, 2011. Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska w Łodzi.
 67. Raport o stanie środowiska w województwie łódzkim, 2012. Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska w Łodzi.
 68. Raport o stanie środowiska w województwie łódzkim, 2013. Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska w Łodzi.

69. Ratajczak R., Jaworska J., 2009. Procesy ługowania na przykładzie wysadu solnego Wapna. *Przegląd Geologiczny*, vol. 57, nr 9, s.784-785.
70. Razowska L., 1999. Wskaźniki hydrochemiczne - mało przydatne czy niedoceniane [w:] Sadurski A. (red.), 1999. *Współczesne problemy hydrogeologii*. Tom IX, s.307-313.
71. Rozporządzenie Ministra Ochrony Środowiska z dnia 5 listopada 1991r. w sprawie klasyfikacji wód oraz warunków, jakim powinny odpowiadać ścieki wprowadzane do wód lub do ziemi (Dz. U. Nr 116, poz. 503).
72. Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 11 lutego 2004r. w sprawie klasyfikacji dla prezentowania stanu wód powierzchniowych i podziemnych, sposobu prowadzenia monitoringu oraz sposobu interpretacji wyników i prezentacji stanu tych wód (Dz. U. Nr 32, poz. 284).
73. Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 22 października 2014r. w sprawie sposobu klasyfikacji stanu jednolitych części wód powierzchniowych oraz środowiskowych norm jakości dla substancji priorytetowych (Dz. U. z 2014r. poz. 1482).
74. Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 23 lipca 2008r. w sprawie kryteriów i sposobu oceny stanu wód podziemnych (Dz. U. z dnia 6 sierpnia 2008r).
75. Sapek A., 2009. Współczesne źródła chlorków w środowisku wód śródlądowych. *Ochrona Środowiska i Zasobów Naturalnych* nr 40, s.455-464.
76. Seweryn L., Górski G., Szczepanik P., Szczepiński J., 2004. Ochrona środowiska wodnego w rejonie kopalni Bełchatów przed wpływem wysadu solnego „Dębina” w aspekcie przyszłej eksploatacji złoża. *Warsztaty z cyklu „Zagrożenia naturalne w górnictwie”*. Mat. Symp., s. 269-276.
77. Singh P., Kumar Tiwari A., Kumar Singh P., 2014. Hydrochemical Characteristic and Quality Assessment of Groundwater of Ranchi Township Area, Jharkhand, India. *Current World Environment* Vol.9(3), s. 804-813.
78. Stan jakości wód powierzchniowych w 2013 r. Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska w Łodzi.
79. Stelmaszczyk Z., 1972. Ogólna charakterystyka hydrogeologiczna obszaru Rogóżna. Praca magisterska. Łódź.
80. Swolkień J., 2007. Możliwości ograniczenia szkodliwego wpływu wód dołowych na stan rurociągów kolektora „Olza” i środowisko rzeki Odry. Rozprawa doktorska. Kraków.

81. Szaniawski H., 1963. Wyjaśnienie stosunków wodnych w rejonie wysadu solnego Rogózno [w:] Dębski J., Podemski M., Szaniawski H., 1963. Dokumentacja geologiczna złoża soli kamiennej w wysadzie solnym Rogózno, pow. Łęczyca, woj. Łódź. Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa.
82. Szczepański W. (red.), 1995-1996. Atlas posterunków wodowskazowych dla potrzeb państwowego monitoringu środowiska. Państwowa Inspekcja Ochrony Środowiska. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa.
83. Szmidt A., 2013. Strefa krawędziowa Wzniesień Łódzkich w świetle badań GIS. *Acta Universitatis Lodzensis. Folia Geographica Physica* nr 12.
84. Tarka R., 1992. Tektonika wybranych złóż soli w Polsce na podstawie badań mezostrukturalnych. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego CXXXVII*.
85. Tomalski P., Tomaszewski E., 2007. Alimentacja wód źródlanych I ich rola w strukturze odpływu małej zlewni nizinnej [w:] Jokiel P., Moniewski P., Ziulkiewicz M. (red.), 2007. *Źródła Polski. Wybrane problemy krenologiczne*, s.142-152.
86. Turkowska K., 2001. Budowa geologiczna i rzeźba terenu [w:] Liszewski S. (red.), 2001. *Zarys monografii województwa łódzkiego*. Łódzkie Towarzystwo naukowe, s. 51-60.
87. Twarowski R., Gendolla T., Liana E., Wostek K., 2006. Chemizm opadów atmosferycznych i depozycji zanieczyszczeń do podłoża na obszarach oddziaływania aglomeracji łódzkiej [w:] Burchard J., Ziulkiewicz M. (red.), 2006. *Stan i antropogeniczne zmiany jakości wód w Polsce. Tom IV. Stan jakości wód zlewni Dzierżąznej*. Uniwersytet Łódzki. Komisja Hydrologiczna Polskiego Towarzystwa Geograficznego, s.15-44.
88. Ustawa z dnia 9 czerwca 2011 r. Prawo geologiczne i górnicze (Dz. U. 2011 Nr 163 poz. 981),
89. Vendeville B.C., 2002. A New Interpretation of Trusheim`s Classic Model of Salt-Diapir Growth. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, vol. 52, s.943-952.
90. Walisch M., 2007. Zasilanie źródłowe małych zlewni regionu łódzkiego na tle przepuszczalności utworów powierzchniowych [w:] Jokiel P., Moniewski P., Ziulkiewicz M. (red.), 2007. *Źródła Polski. Wybrane problemy krenologiczne*, s. 153-162.
91. Wilkosz P., 2006. Ewolucja geologiczna i kinematyka struktury solnej „Mogilno”. *Przegląd Geologiczny*, vol. 54, nr 4, s.307.

92. Winid B., Lewkiewicz-Małysa A., 2005. Mineralne wody lecznicze Iwonicza Zdroju w świetle badań wskaźników hydrochemicznych. *Gospodarka Surowcami Mineralnymi*, tom 21, zeszyt 2, s. 49-67.
93. Witeczak S., Kania J., Kmiecik E. (red.), 2013. Katalog wybranych fizycznych i chemicznych wskaźników zanieczyszczeń wód podziemnych i metod ich oznaczania. Inspekcja Ochrony Środowiska. Biblioteka Monitoringu Środowiska. Warszawa.
94. Wons M., 2010. Chlorki jako źródło ekologicznych zagrożeń wód podziemnych przeznaczonych do spożycia. *Journal of Research and Applications in Agricultural Engineering*. Vol. 55(4), s.178-180.
95. *Współczesne Problemy Hydrogeologii*, tom XI, część 2, s.327-334.
96. Wykorzystanie energii wód kopalnianych dla zaspokojenia potrzeb cieplnych łaźni górniczej w KWK Piast. Studium Celowości. Polska Akademia Nauk. Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią, załącznik nr 4.
97. Wytyczne zimowego utrzymania dróg, 2006. Załącznik do zarządzenia nr 18 Generalnego Dyrektora Dróg Krajowych i Autostrad z dnia 30 czerwca 2006 roku, Warszawa.
98. Zdechlik R., Kania J., 2003. Tło hydrogeochemiczne i rozkład stężeń jonów wskaźnikowych w rejonie złoża Bełchatów [w:] Kozerski B., Jaworska-Szulc B. (red.), 2003. *Współczesne Problemy Hydrogeologii*. Tom XI, cz. 2. Gdańsk
99. Ziulkiewicz M., 2006. Sieć badawcza jakości wód w zlewni Dzierżąnej [w:] Burchard J., Ziulkiewicz M. (red.), 2006. Stan i antropogeniczne zmiany jakości wód w Polsce. Tom IV. Stan jakości wód zlewni Dzierżąnej. Uniwersytet Łódzki. Komisja Hydrologiczna Polskiego Towarzystwa Geograficznego, s.9-14.
100. Ziulkiewicz M., 2007. Zróżnicowanie hydrochemiczne wód podziemnych w niszy źródłiskowej w Ciosnach [w:] Jokieli P., Moniewski P., Ziulkiewicz M. (red.), 2007. *Źródła Polski. Wybrane problemy krenologiczne*, s. 225-233.
101. Ziulkiewicz M., 2010. Chemizm wód gruntowych w obszarze drenażu źródłiskowego [w:] Ziulkiewicz M. (red.), 2010. Stan i antropogeniczne zmiany jakości wód w Polsce, tom VI, s. 87-107.
102. Ziulkiewicz M., 2010a. Chemizm wód gruntowych w obszarze drenażu źródłiskowego [w:] Ziulkiewicz M. (red.), 2010. Stan i antropogeniczne zmiany jakości wód w Polsce, tom VI, s.87-107.
103. Ziulkiewicz M., 2010b. Ocena jakości wód powierzchniowych zasilających zbiornik retencyjny na rzece Moszczenicy w Strykowie.

104. Ziulkiewicz M., Burchard J., Hereźniak-Radecka U., 2006. Hydrochemiczna charakterystyka wód źródlanych zlewni Dzierżąskiej [w:] Burchard J., Ziulkiewicz M. (red.), 2006. Stan i antropogeniczne zmiany jakości wód w Polsce, tom IV. Stan jakości wód zlewni Dzierżąskiej, s. 85-100.

10. Spis stron internetowych, tabel, rycin oraz zdjęć

Spis stron internetowych

1. <http://stat.gov.pl/> - dostęp do strony: 27.03.2015r
2. <http://spdpsh.pgi.gov.pl/PSHv7/> - dostęp do strony: 21.11.2013r.
3. <http://bi.gazeta.pl/im/8c/6d/ea/z15363468Q,Losie-wyszly-z-bezpiecznych-kryjowek-w-poszukiwani.jpg> – dostęp do strony: 16.04.2015r
4. http://surowce-chemiczne.pgi.gov.pl/sol_kam_ogolem.htm - dostęp do strony: 10.12.2014r
5. http://surowce-chemiczne.pgi.gov.pl/sole_Rogozno.htm - dostęp do strony: 10.12.2014r
6. http://home.agh.edu.pl/~zurek/hr/suds_files/HR_Wyklad3_Regionalizacja_Hydrogeologia.pdf - dostęp do strony: 10.12.2014r
7. http://www.psh.gov.pl/plik/id,5247,v,artykul_5773.pdf - dostęp do strony: 10.12.2014r.

Spis tabel

Tabela 1. Charakterystyka punktów pomiarowo-kontrolnych na ciekach	9
Tabela 2. Charakterystyka punktów kartowania terenowego	10
Tabela 3. Charakterystyka punktów poboru wód podziemnych do oznaczenia miejscowego tła hydrochemicznego	11
Tabela 4. Charakterystyka punktów poboru wód powierzchniowych z Pełczysk.....	14

Tabela 5. Oznaczane w terenie parametry fizyczne wód.....	15
Tabela 6. Roczne zużycie nawozów potasowych w Polsce i w województwie łódzkim w przeliczeniu na 1 ha użytków rolnych oraz ilość chlorków wprowadzona z nimi do gleby	18
Tabela 7. Wydatki jednostkowe (dawki) materiałów do posypywania zapobiegawczego oraz likwidacji cienkich warstw lodu i śniegu	19
Tabela 8. Graniczne stężenia chlorków w danej klasie jakości wód powierzchniowych.....	22
Tabela 9. Graniczne stężenia chlorków w danej klasie jakości wód podziemnych	22
Tabela 10. Historia badań w rejonie Rogóżna	29
Tabela 11. Charakterystyka wybranych wysadów solnych Niżu Polskiego	31
Tabela 12. Parametry geologiczne i hydrogeologiczne jednostek występujących w rejonie Rogóżna	41
Tabela 13. Warunki krążenia wód w rejonie wysadu solnego Rogóżno	43
Tabela 14. Klasyfikacja anomalii hydrogeochemicznych	56
Tabela 15. Częstkowe tło hydrochemiczne w wybranych rejonach Polski	58
Tabela 16. Analiza chemiczna wód z solnisk	60
Tabela 17. Długości rzek oraz powierzchnie ich zlewni w północnej części Wzniesień Łódzkich	62
Tabela 18. Charakterystyka obszarów źródliskowych w dorzeczu Moszczenicy	65
Tabela 19. Charakterystyka poszczególnych odcinków Moszczenicy	66
Tabela 20. Morfodynamika i struktura koryta Moszczenicy i Czerniawki w rejonie wysadu solnego Rogóżno: a) współczynnik krętości i spadek rzek; b) parametry koryta rzek i płynących nim wód	67
Tabela 21. Stany wody i przepływy charakterystyczne Moszczenicy dla posterunku w Giecznie	69
Tabela 22. Parametry fizykochemiczne wód Moszczenicy ze szczególnym uwzględnieniem jej górnego odcinka wraz z dopływami	74
Tabela 23. Parametry fizykochemiczne rzek regionu łódzkiego	75
Tabela 24. Cechy fizykochemiczne cieków miejskich	76
Tabela 25. Parametry fizykochemiczne wody Wisły w różnych punktach pomiarowo- kontrolnych	77
Tabela 26. Parametry fizykochemiczne wody Odry w różnych punktach pomiarowo- kontrolnych	79
Tabela 27. Charakterystyka wskaźników hydrogeochemicznych	97

Tabela 28. Charakterystyka wód podziemnych i powierzchniowych w oparciu o wskaźniki hydrogeochemiczne	98
Tabela 29. Analiza fizykochemiczna wód powierzchniowych pobranych z Pełczysk.....	103
Tabela 30. Wyniki kartowania terenowego wód powierzchniowych.....	104
Tabela 31. Wartości charakterystyczne analizowanych cech zaobserwowane w danym posterunku pomiarowo-kontrolnym w całym cyklu badawczym. Wyróżniono minimalne i maksymalne wartości danego parametru	109

Spis rycin

Ryc. 1. Typowe struktury salinarne	24
Ryc. 2. Rozmieszczenie struktur solnych na Niżu Polskim	25
Ryc. 3. Stadia powstawania wysadów	27
Ryc. 4. Mapa geologiczna obszaru Ozorków-Rogóżno	29
Ryc. 5. Uproszczony przekrój geologiczny przez wysad Rogóżno.....	32
Ryc. 6. Mapa miąższości czapy w granicach wysadu na gł. 600 m	34
Ryc. 7. Zróznicowanie czapy wysadu w Rogóźnie	35
Ryc. 8. JCWPd nr 63	40
Ryc. 9. Regionalizacja hydrogeologiczna w północnej części Zgierza	42
Ryc. 10. Zmiany stężenia chlorków wraz z głębokością w piętrze czwartorzędowym.....	50
Ryc. 11. Zmiany suchej pozostałości wraz z głębokością w piętrze czwartorzędowym.....	50
Ryc. 12. Zmiany stężenia chlorków wraz z głębokością w piętrze trzeciorzędowym	51
Ryc. 13. Zmiany suchej pozostałości wraz z głębokością w piętrze trzeciorzędowym	51
Ryc. 14. Współmienność pomiędzy stężeniem chlorków a suchą pozostałością w piętrze trzeciorzędowym.....	52
Ryc. 15. Zmiany stężenia chlorków wraz z głębokością w piętrze górn jurajskim.....	53
Ryc. 16. Zmiany suchej pozostałości wraz z głębokością w piętrze górn jurajskim.....	53
Ryc. 17. Współmienność pomiędzy stężeniem chlorków a suchą pozostałością w piętrze górn jurajskim	54
Ryc. 18. Chlorkowe tło hydrogeochemiczne wód piętra czwartorzędowego w rejonie wysadu solnego Rogóżno	59

Ryc. 19. Schematyczna mapa powierzchniowych przejawów zasolenia na obszarze wysadu solnego Rogóżno.....	60
Ryc. 20. Przebieg sieci rzecznej na tle poziomów krawędziowych Wzniesień Łódzkich	62
Ryc. 21. Wcięcia erozyjne w osadach zwałowych w rejonie Warszyc	70
Ryc. 22. Menandrowy charakter Moszczenicy w rejonie Rogóżna	72
Ryc. 23. Wielkość PEW oraz stężeń jonów Cl^- w wodach Moszczenicy na tle innych rzek regionu i wód powierzchniowych stref miejskich	74
Ryc. 24. Zmiana PEW i stężenia jonów Cl^- z biegiem Wisły	78
Ryc. 25. Zmiana PEW i stężenia jonów Cl^- z biegiem Odry	78
Ryc. 26. Stany wody Moszczenicy dla posterunku w Giecznie	108
Ryc. 27. Współmienność między przepływem a stanem wody Moszczenicy dla posterunku w Giecznie	110
Ryc. 28. Współmienność między przepływem a odczynem wody Moszczenicy w Giecznie	113
Ryc. 29. Zmiana PEW z biegiem Moszczenicy.....	114
Ryc. 30. Współmienność między przepływem a PEW wód Moszczenicy w Giecznie.....	114
Ryc. 31. Zmiana stężenia Cl^- z biegiem Moszczenicy	115
Ryc. 32. Współmienność między przepływem a zawartością jonów Cl^- w wodach Moszczenicy w Giecznie	116
Ryc. 33. Zmiana stężenia Na^+ z biegiem Moszczenicy	117
Ryc. 34. Współmienność między przepływem a zawartością w wodzie jonów Na^+ na Moszczenicy w Giecznie.....	117
Ryc. 35. Współmienność między zawartością jonów Cl^- a PEW dla: a) wartości minimalnych; b) wartości średnich; c) wartości maksymalnych.....	119
Ryc. 36. Współmienność między zawartością jonów Cl^- a Na^+ dla: a) wartości minimalnych; b) wartości średnich; c) wartości maksymalnych.....	120
Ryc. 37 Diagram Pipera z naniesionymi wynikami analizy chemicznej wód podziemnych i powierzchniowych	126
Ryc. 38. Wykres Ogilviego przedstawiający mieszanie się wód w rejonie wysadu solnego Rogóżno	128

Spis fotografii

Fot. 1. Ekologiczny aspekt zimowego utrzymania dróg w Polsce	21
Fot. 2. Wodowskaz na Moszczenicy w Giecznie	68
Fot. 3. Studnia znajdująca się na terenie fermy drobiu. Silna korozja metalowej rury jest świadectwem znacznych ilości chlorków i sodu	86
Fot. 4. Studnia przy dawnym punkcie skupu mleka we wsi Władysławów	88
Fot. 5. Pomieszczenie na terenie opuszczonego kompleksu PGR w którym znajduje się studnia.....	90
Fot. 6. Samowypływ wody z nieużytkowanej studni w dawnym PGR. Charakterystyczny biały nalot to kolonie bakterii siarkowych.....	90
Fot. 7. "Wlewanie się" wód głębinnych do czwartorzędowej studni chłonnej na terenie dawnego PGR	91
Fot. 8. Dawny zakład produkcyjny wód mineralnych i napojów "EKO-PLUS" w Giecznie ..	93
Fot. 9. Archiwalna etykieta wody mineralnej "Gieczyńska" produkowanej na bazie studni w Wypychowie	93
Fot. 10. Ujęcie dawnej „Gieczyńskiej”. Na powierzchni wody wyraźna turbulencja świadcząca o czynnym samowypływie.....	95
Fot. 11. Koryto Moszczenicy przed uregulowaniem (górna fotografia) i po (dolna fotografia) w okolicach PPK nr II. Obie fotografie przedstawiają widok tego samego odcinka koryta rzeki.....	111
Fot. 12. Starorzecze Moszczenicy w miejscu lokalizacji PPK nr XIII.....	112

Załączniki

Załącznik 1. Charakterystyka otworów hydrogeologicznych w rejonie wysadu solnego Rogóżno:

Załącznik 1A - piętra czwartorzędowego;

Załącznik 1B - piętra trzeciorzędowego;

Załącznik 1C - pięter podkenozoicznych oraz piezometrów.

Załącznik 2. Mapa dokumentacyjna rejonu wysadu solnego Rogóżno (*koperta*).

Załącznik 3. Mapa hydroizohips dla pierwszego poziomu wód gruntowych (*koperta*).

Załącznik 4. Mapa hydroizohips dla pierwszego poziomu trzeciorzędowego (nadwęglowego?) (*koperta*).

Załącznik 5. Mapa hydroizobat dla pierwszego wglębnego poziomu czwartorzędowego (*koperta*).

Załącznik 6. Mapa hydroizobat dla pierwszego poziomu trzeciorzędowego (nadwęglowego?) (*koperta*).

Załącznik 7. Karty analizy fizykochemicznej wód podziemnych i powierzchniowych:

Załącznik 7A - piezometr przy stacji benzynowej „Moya”;

Załącznik 7B - studnia przy fermie drobiu;

Załącznik 7C - piezometr przy stacji benzynowej „Janisz”;

Załącznik 7D - studnia przy zakładzie „Markie-Pol”;

Załącznik 7E - studnia przy dawnym punkcie skupu mleka we wsi Władysławów;

Załącznik 7F - studnia w dawnym PGR;

Załącznik 7G - studnia przy klubie jeździeckim „Salio”;

Załącznik 7H - studnia w Wypychowie („Gieczyńska”);

Załącznik 7I - staw przy otworze H4.

Załącznik 8. Wartości wskaźników hydrochemicznych.

Załącznik 9. Zdjęcie hydrochemiczne PEW wód powierzchniowych w rejonie wysadu solnego Rogóżno (*koperta*).

Załącznik 10. Dienne karty wyjazdowe z badań rzek w rejonie wysadu solnego Rogóżno:

Załącznik 10A - z dnia 15.10.2013r;

Załącznik 10B - z dnia 16.11.2013r;

Załącznik 10C - z dnia 15.12.2013r;

Załącznik 10D - z dnia 23.02.2014r

Załącznik 10E - z dnia 30.03.2014r;

Załącznik 10F - z dnia 27.05.2014r;

Załącznik 10G - z dnia 9.10.2014r;

Załącznik 10H - z dnia 27.11.2014r.

ZAŁĄCZNIK 1A

nr otworu wg CBDH	miejsowość	strat.	przedział zafiltrowania (m.p.p.l)	stan	rok analizy	SP (mg/dm ³)	Cl ⁻ (mg/dm ³)
5910090	Kębliny	Q	10,4 - 10,5	czynna	1974	448,0	36,0
5900493	Dzierżazna	Q	15,0 - 18,0	czynna	1990	196,0	12,0
5900541	Wola Rogozińska	Q	16,0 - 19,0	czynna	1993	274,0	25,0
5900618	Lorenki	Q	16,2 - 18,0	czynna	1999	190,0	90,0
5900188	Wola Rogozińska	Q	18,0 - 23,5	czynna	2005	329,0	48,0
5910304	Kębliny	Q	19,0 - 21,5	awaryjna	1998	398,0	50,0
5910313	Kębliny	Q	19,0 - 21,5	czynna	1999	439,0	49,0
5530118	Gieczno	Q	19,2 - 26,0	czynna	1979	229,0	35,0
5910231	Kębliny	Q	19,8 - 22,8	czynna	1992	315,0	12,0
5900165	Warszyce	Q	20,0 - 23,5	czynna	2003	212,0	32,0
1094*	Gieczno	Q	21,0 - 27,0	b.d.	1981	b.d	27,0
5910095	Kębliny	Q	21,2 - 33,1	czynna	1975	200,0	8,0
5900539	Biała	Q	22,0 - 30,0	czynna	1993	138,0	11,0
5900446	Biała	Q	22,5 - 39,5	czynna	1986	175,0	10,0
5900526	Warszyce	Q	23,0 - 26,0	czynna	1992	144,0	8,0
1266*	Biała	Q	23,5 - 39,5	b.d.	2006	b.d	7,1
5900480	Warszyce	Q	25,0 - 28,0	czynna	2001	203,0	11,0
1120*	Biała	Q	26,4 - 32,4	b.d.	2003	171,0	12,0
5910126	Kębliny	Q	26,7 - 30,5	czynna	1980	210,0	6,0
5910244	Besiekierz Nawojowy	Q	26,8 - 29,0	czynna	1992	298,0	60,0
5900384	Wypychów	Q	28,1 - 31,1	czynna	1978	b.d	2714,0
5910296	Władysławów	Q	28,5 - 33,5	czynna	1997	327,0	20,0
5900586	Kębliny	Q	29,6 - 32,5	czynna	1996	202,0	5,0
5900232	Gieczno	Q	30,2 - 32,3	czynna	1967	889,0	696,0
5900594	Kotowice	Q	31,3 - 50,0	czynna	1997	228,0	9,0
5900131	Warszyce	Q	33,0 - 39,0	zlikwidowana	b.d	214,0	2,8
1458*	Wypychów	Q	34,0 - 39,0	b.d.	2013	1362,0	985,0
5530339	Gieczno	Q	34,5 - 39,0	czynna	2001	186,0	4,0
5900412	Władysławów	Q	35,0 - 39,0	czynna	1981	448,0	134,0
1013*	Kotowice	Q/Tr	35,0 - 54,0	b.d.	1992	b.d	13,0
5900394	Rogóżno	Q	36,0 - 39,0	czynna	1980	596,0	220,0
5900260	Kębliny	Q	37,5 - 42,0	czynna	1969	207,0	6,0
5900152	Kotowice	Q	37,9 - 46,6	zlikwidowana	1962	188,0	18,0
5910232	Kębliny	Q	38,2 - 41,1	czynna	1992	148,0	7,0
5900125	Warszyce	Q	39,8 - 42,8	zlikwidowana	b.d	214,0	4,6
5910198	Kębliny	Q	40,0 - 44,0	czynna	1991	161,0	8,0
5900282	Władysławów	Q	43,0 - 47,0	b.d	2009	392,0	124,0
5900388	Besiekierz Rudny	Q	43,3 - 47,3	czynna	1979	132,0	46,0
5910249	Kębliny	Q	50,0 - 59,0	czynna	1993	208,0	4,0
1005*	Kębliny	Q	50,5 - 57,5	b.d.	1997	243,0	7,0

* - numeracja z dokumentacji archiwum UMWL; Q - czwartorzęd; Q/Tr - stratygrafia niejednoznaczna (czwartorzęd i trzeciorzęd); SP - sucha pozostałość; b.d. - brak danych

Załącznik 1B

nr otworu wg CBDH	miejsowość	strat.	przedział zafiltrowania (m.p.p.t)	stan	rok analizy	SP (mg/dm ³)	Cl ⁻ (mg/dm ³)
686*	Wypychów	Tr	31,0 - 36,0	b.d.	1979	1980,0	980,0
5900508	Kotowice	Tr	34,7 - 54,4	czynna	1992	174,0	13,0
5910259	Władysławów	Tr	40,5 - 52,5	czynna	1993	192,0	6,0
5900144	Rogóżno	Tr	51,0 - 63,9	zlikwidowana	1962	300,0	35,0
5900098	Rogóżno	Tr	52,0 - 55,0	zlikwidowana	b.d	500,0	134,2
5900254	Celestynów	Tr	79,2 - 87,0	czynna	1968	198,0	6,9
5900130	Wola Rogozińska	Tr	99,8 - 162,0	zlikwidowana	1962	3864,0	1810,0
5900157	Besiekierz Nawojowy	Tr	137,4 - 153,5	zlikwidowana	1963	1020,0	408,0
5900149	Warszyce	Tr	166,4 - 195,2	zlikwidowana	1963	730,0	32,0
5900703	Kotowice	Pg	174,0 - 193,0	b.d	2011	9072,3	4264,0
5900101	Bądków	Tr	173,3 - 173,4	otwór	1965	292,0	26,2

* - numeracja z dokumentacji archiwum UMWL; Tr- trzeciorzęd; Pg - paleogen; SP - sucha pozostałość; b.d. - brak danych

Załącznik 1C

nr otworu wg CBDH	miejsowość	strat.	przedział zafiltrowania (m.p.p.t)	stan	rok analizy	SP (mg/dm3)	Cl' (mg/dm3)
5900371	Gieczno	J	52,0 - 70,0	czynna	1977	2006,0	892,0
5910356	Besiekierz Rudny	J	56,6 - 150,0	b.d	2012	284,0	b.d
5900325	Besiekierz Rudny	J	69,5 - 103,0	czynna	1972	308,0	58,0
5900348	Wypychów	J	238,5 - 241,4	czynna	1972	1115,0	425,5
5900122	Gieczno	J	264,8 - 264,9	otwór	1962	1509,0	475,1
5900112	Grabiszew	J	273,1 - 273,2	otwór	1961	b.d	393,6
5900135	Rogóżno	P	183,9 - 206,5	zlikwidowana	1962	19250,0	9230,0
5900136	Warszyce	P	188,2 - 220,0	zlikwidowana	1962	16970,0	9230,0
5900132	Rogóżno	P	200,7 - 220,6	zlikwidowana	1962	30770,0	7170,0

J - jura; P - perm (czapa wysadu); SP - sucha pozostałość; b.d. - brak danych

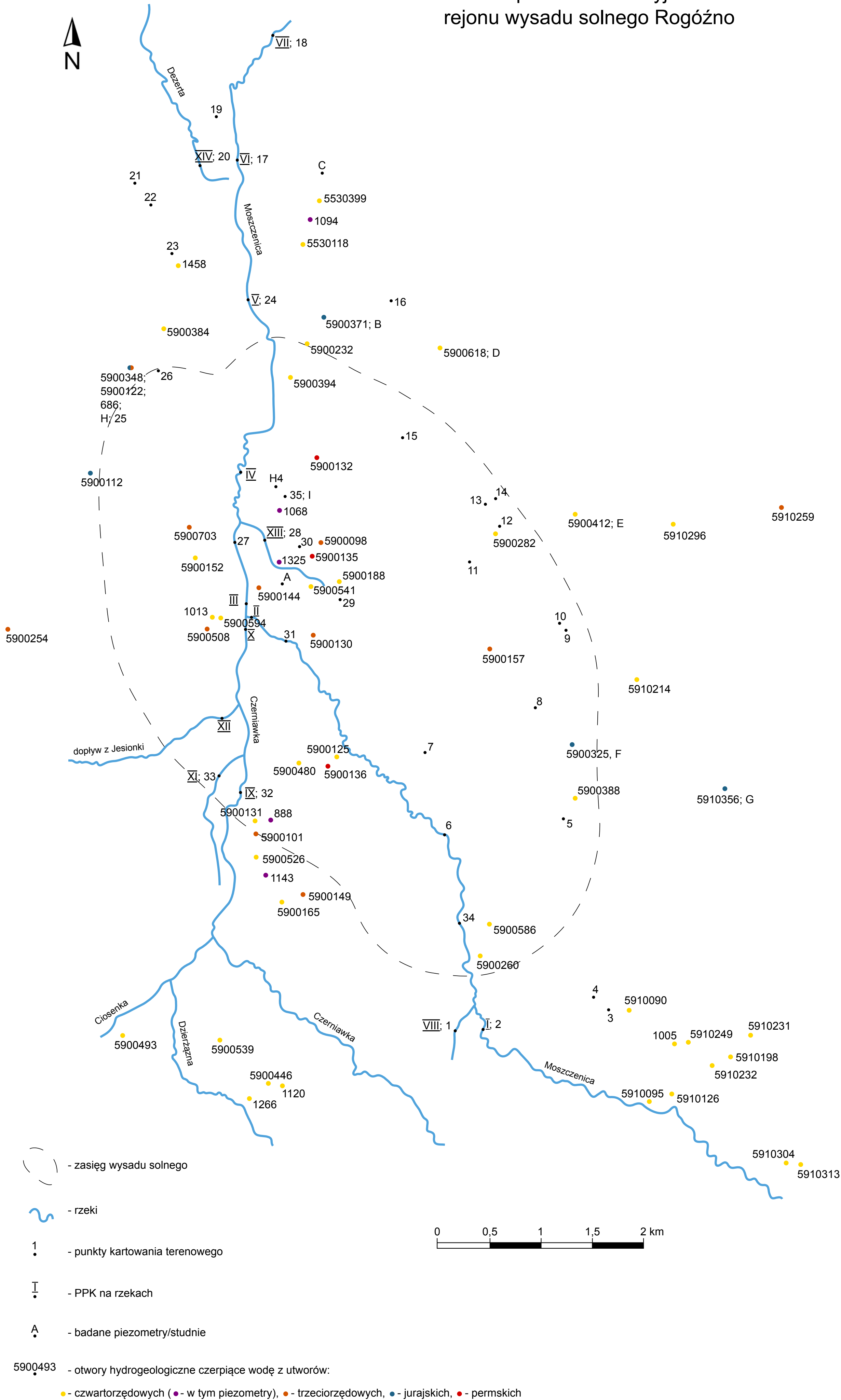
PIEZOMETRY

nr piezometru*	miejsowość	głębokość	rok analizy	SP (mg/dm3)	Cl' (mg/dm3)
888	Warszyce	7,0	1996	406,0	13,0
1068	Rogóżno	2,0	2001	453,6	316,9
1094	Gieczno	1,5 - 5,0	2002	142,0	16,0
1143	Warszyce	2,5 - 6,0	b.d	218,0	8,0
1325	Warszyce	1,5	2008	559,0	36,0

* - numer z dokumentacji archiwum UMWŁ; SP - sucha pozostałość; b.d. - brak danych

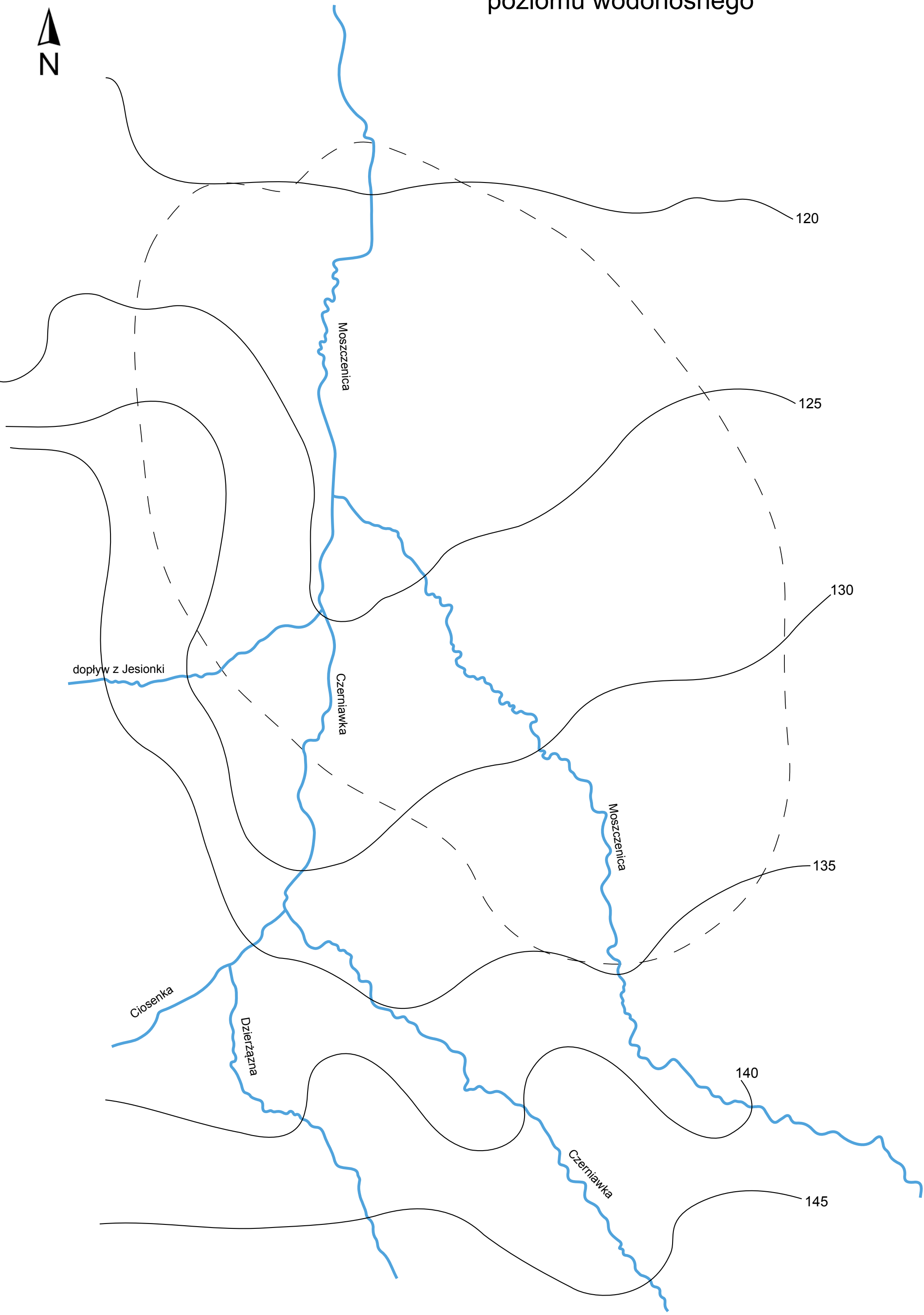
Załącznik 2

Mapa dokumentacyjna rejonu wysadu solnego Rogóźno



Załącznik 3

Hydroizohipsy pierwszego
poziomu wodonośnego



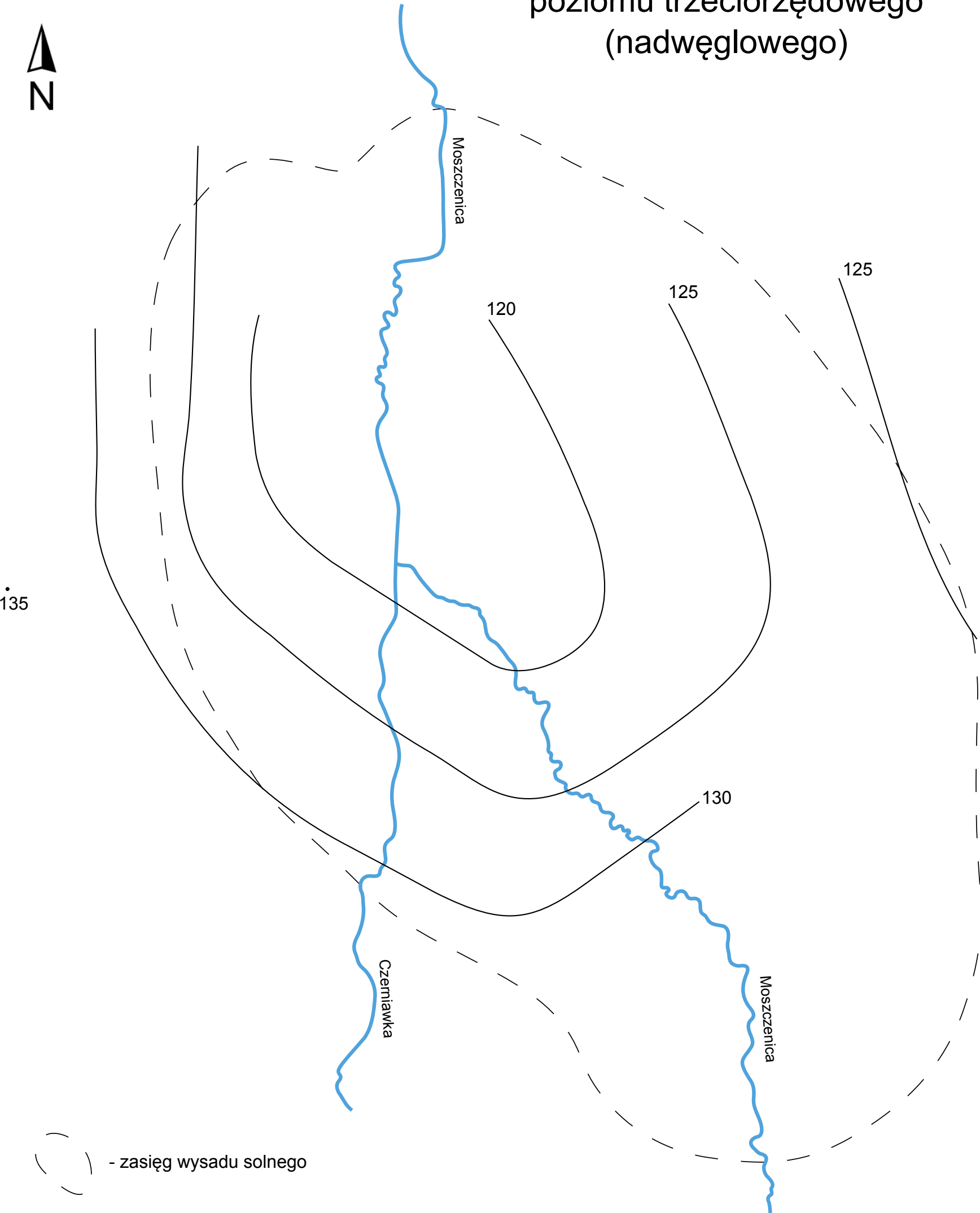
- zasięg wysadu solnego

- rzeki

- hydroizohipsy (m n.p.m.)

Załącznik 4

Hydroizohipsy pierwszego
poziomu trzeciorzędowego
(nadwęglowego)



- zasięg wysadu solnego

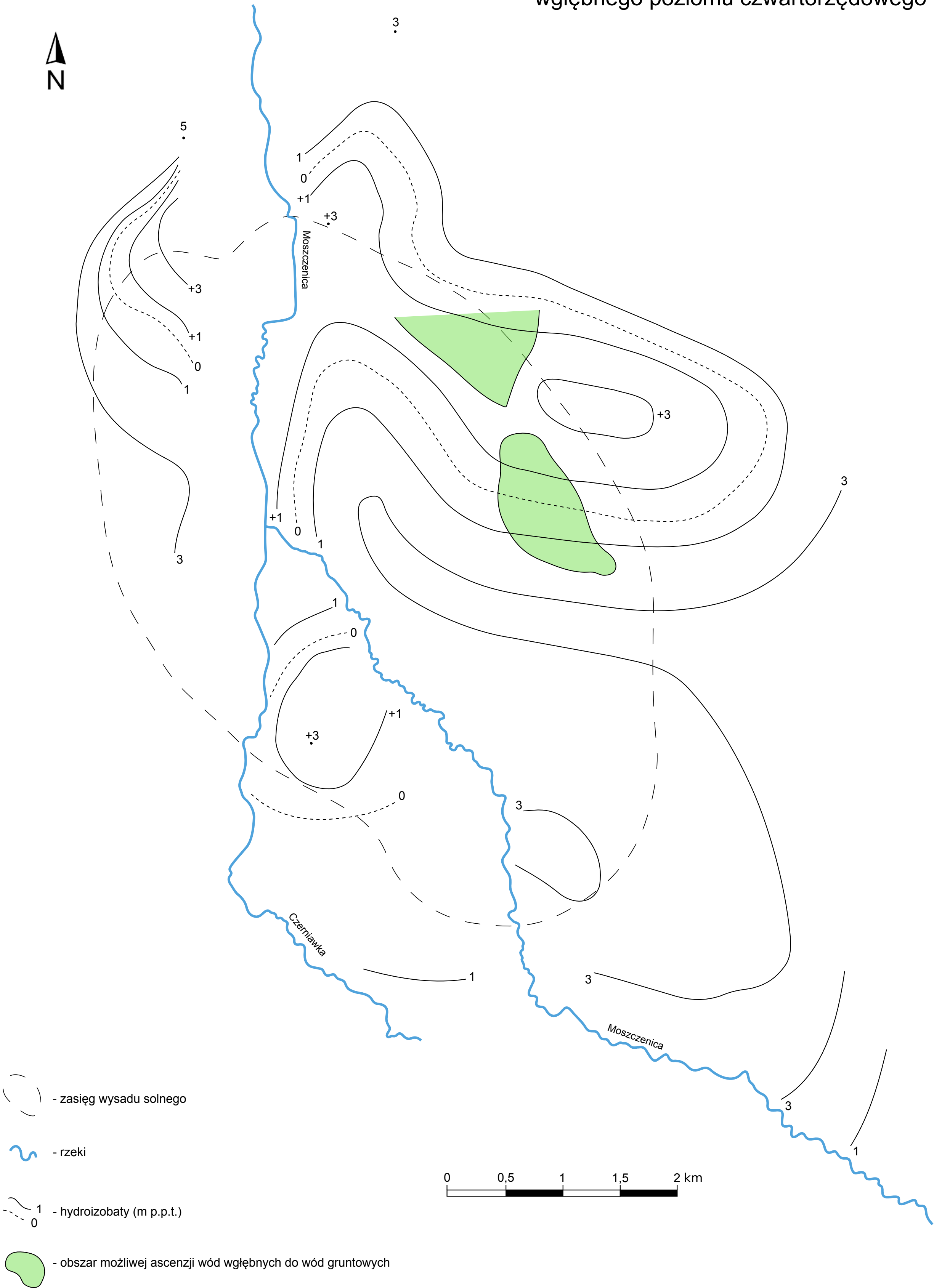
- rzeki

- hydroizohipsy (m n.p.m.)



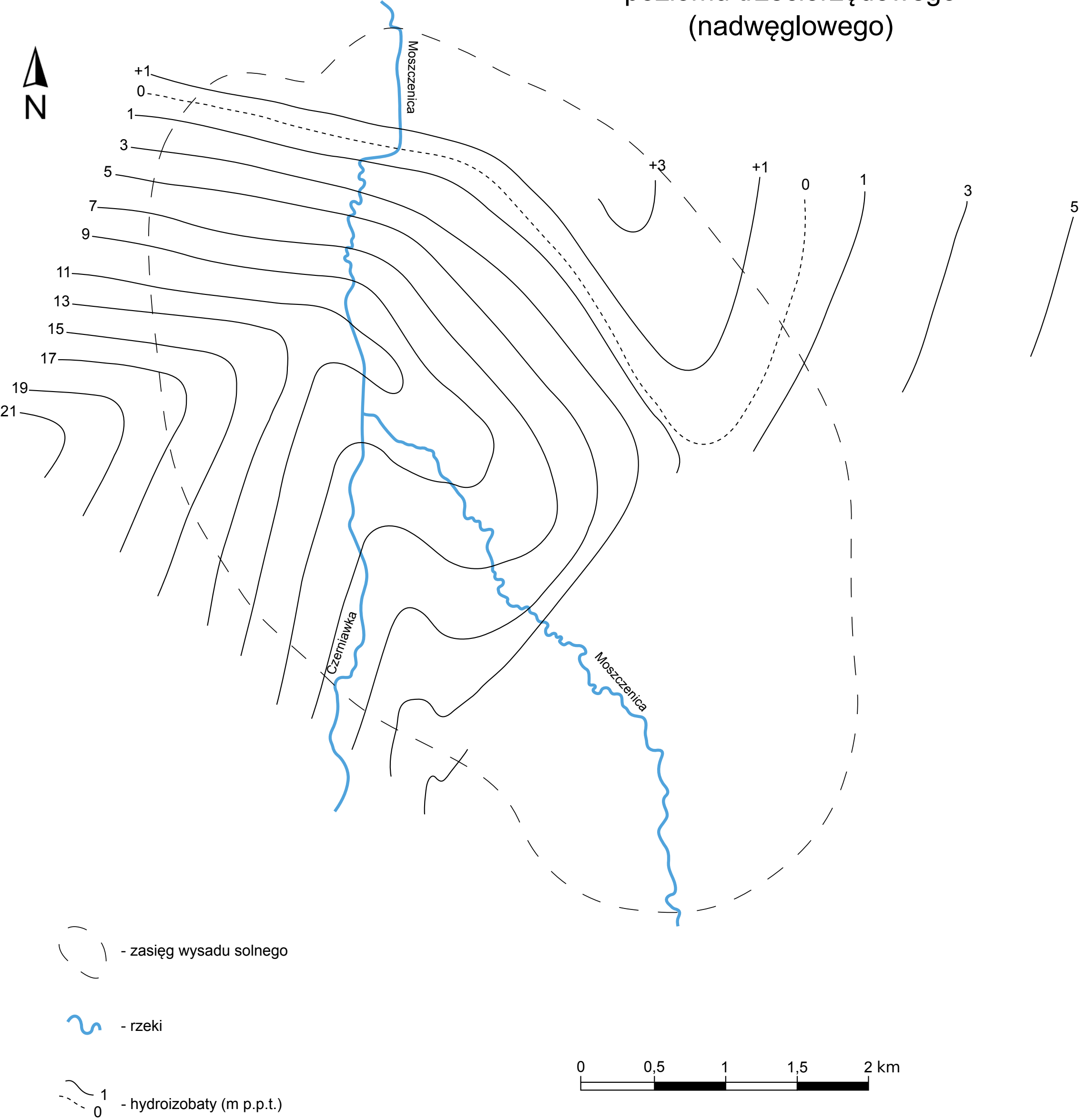
Załącznik 5

Hydroizobaty pierwszego
wglębnego poziomu czwartorzędowego



Załącznik 6

Hydroizobaty pierwszego
poziomu trzeciorzędowego
(nadwęglowego)



Załącznik 7A

Nr punktu na mapie: A

Data pobrania próbki: 11.12.2014

opis: piezometr przy stacji benzynowej „Moya”

Analiza fizykochemiczna

jon	mg/dm ³	mval/dm ³	% mval
Ca ²⁺	44,3	2,21	61,94
Mg ²⁺	4,3	0,35	9,91
Na ⁺	18,0	0,78	21,94
K ⁺	8,3	0,21	5,95
NH ₄ ⁺	0,16	0,01	0,26
razem kationy:	75,03	3,57	100,0
Cl ⁻	42,2	1,19	30,48
SO ₄ ²⁻	44,2	0,92	23,55
HCO ₃ ⁻	91,5	1,5	38,28
NO ₃ ⁻	16,6	0,27	6,85
NO ₂ ⁻	0,14	0,0	0,08
PO ₄ ³⁻	0,82	0,03	0,66
razem aniony:	195,45	3,91	100,0
błąd analizy:	4,52%		

H _{rzędna} zwierciadła wody	b.d	m p.p.t.
T _{wody}	13,0	°C
mineralizacja	0,311	g/dm ³
przewodność właściwa	365	μS/cm
pH	6,16	
E _h	40	mV
twardość ogólna	2,56	mval/dm ³
twardość węglanowa	1,5	mval/dm ³
twardość niewęglanowa	1,06	mval/dm ³
N-NO ₃	3,7	mg/dm ³
żelazo ogólne	b.d	mg/dm ³

Typ hydrochemiczny	HCO₃-Cl-SO₄-Ca-Na
--------------------	------------------------------------------------

Załącznik 7B

Nr punktu na mapie: B

Data pobrania próbki: 11.12.2014

opis: studnia przy fermie drobiu

Analiza fizykochemiczna

jon	mg/dm ³	mval/dm ³	% mval
Ca ²⁺	46,3	2,31	7,98
Mg ²⁺	15,7	1,29	4,46
Na ⁺	577,9	25,14	86,84
K ⁺	7,3	0,19	0,65
NH ₄ ⁺	0,37	0,02	0,07
razem kationy:	647,54	28,95	100,0
Cl ⁻	899,5	25,37	83,1
SO ₄ ²⁻	109,7	2,28	7,48
HCO ₃ ⁻	174,5	2,86	9,36
NO ₃ ⁻	0,0	0,0	0,0
NO ₂ ⁻	0,08	0,0	0,01
PO ₄ ³⁻	0,46	0,01	0,05
razem aniony:	1184,231	30,53	100,0
błąd analizy:	2,67%		

H _{rzędna} zwierciadła wody	+0,18	m p.p.t.
T _{wody}	9,0	°C
mineralizacja	2,080	g/dm ³
przewodność właściwa	3250	μS/cm
pH	7,54	
E _h	-518	mV
twardość ogólna	3,6	mval/dm ³
twardość węglanowa	2,86	mval/dm ³
twardość niewęglanowa	0,74	mval/dm ³
N-NO ₃	0,0	mg/dm ³
żelazo ogólne	b.d	mg/dm ³

Typ hydrochemiczny	Cl-Na
--------------------	--------------

Załącznik 7C

Nr punktu na mapie: C

Data pobrania próbki: 11.12.2014

opis: piezometr przy stacji benzynowej „Janisz”

Analiza fizykochemiczna

jon	mg/dm ³	mval/dm ³	% mval
Ca ²⁺	66,3	3,31	62,86
Mg ²⁺	10,7	0,88	16,71
Na ⁺	18,0	0,78	14,87
K ⁺	11,3	0,29	5,49
NH ₄ ⁺	0,06	0,0	0,06
razem kationy:	106,36	5,27	100,0
Cl ⁻	30,7	0,87	15,24
SO ₄ ²⁻	69,7	1,45	25,54
HCO ₃ ⁻	30,5	0,5	8,8
NO ₃ ⁻	176,8	2,85	50,18
NO ₂ ⁻	0,07	0,0	0,03
PO ₄ ³⁻	0,39	0,01	0,22
razem aniony:	308,16	5,68	100,0
błąd analizy:	3,80%		

H _{rzędna} zwierciadła wody	3,14	m p.p.t.
T _{wody}	13,5	°C
mineralizacja	0,516	g/dm ³
przewodność właściwa	530	μS/cm
pH	5,73	
E _h	238	mV
twardość ogólna	4,19	mval/dm ³
twardość węglanowa	0,50	mval/dm ³
twardość niewęglanowa	3,69	mval/dm ³
N-NO ₃	39,9	mg/dm ³
żelazo ogólne	0,17	mg/dm ³

Typ hydrochemiczny	NO₃-SO₄-Ca
--------------------	-----------------------------------------

Załącznik 7D

Nr punktu na mapie: D

Data pobrania próbki: 11.12.2014

opis: studnia przy zakładzie „Markie-Pol”

Analiza fizykochemiczna

jon	mg/dm ³	mval/dm ³	% mval
Ca ²⁺	50,9	2,54	54,49
Mg ²⁺	3,2	0,26	5,64
Na ⁺	37,1	1,61	34,6
K ⁺	6,0	0,15	3,29
NH ₄ ⁺	1,56	0,09	1,97
razem kationy:	98,76	4,66	100,0
Cl ⁻	68,8	1,94	37,23
SO ₄ ²⁻	12,5	0,26	4,99
HCO ₃ ⁻	176,9	2,9	55,61
NO ₃ ⁻	5,6	0,09	1,73
NO ₂ ⁻	0,08	0,0	0,03
PO ₄ ³⁻	0,67	0,02	0,4
razem aniony:	264,55	5,21	100,0
błąd analizy: 5,56%			

H _{rzędna} zwierciadła wody	2,1	m p.p.t.
T _{wody}	10,5	°C
mineralizacja	0,397	g/dm ³
przewodność właściwa	770	μS/cm
pH	7,24	
E _h	-110	mV
twardość ogólna	2,8	mval/dm ³
twardość węglanowa	2,8	mval/dm ³
twardość niewęglanowa	0,0	mval/dm ³
N-NO ₃	1,3	mg/dm ³
żelazo ogólne	3,43	mg/dm ³

Typ hydrochemiczny	HCO₃-Cl-Ca-Na
--------------------	---------------------------------

Załącznik 7E

Nr punktu na mapie: E

Data pobrania próbki: 11.12.2014

opis: studnia przy dawnym punkcie skupu mleka we wsi Władysławów

Analiza fizykochemiczna

jon	mg/dm ³	mval/dm ³	% mval
Ca ²⁺	77,5	3,87	46,61
Mg ²⁺	9,0	0,74	8,92
Na ⁺	83,0	3,61	43,49
K ⁺	2,5	0,06	0,77
NH ₄ ⁺	0,3	0,02	0,21
razem kationy:	172,3	8,3	100,0
Cl ⁻	135,7	3,83	43,79
SO ₄ ²⁻	22,6	0,47	5,38
HCO ₃ ⁻	268,4	4,4	50,31
NO ₃ ⁻	1,6	0,03	0,3
NO ₂ ⁻	0,08	0,0	0,02
PO ₄ ³⁻	0,54	0,02	0,19
razem aniony:	428,92	8,74	100,0
błąd analizy:	2,58%		

H _{rzędna} zwierciadła wody	0,2	m p.p.t.
T _{wody}	10,0	°C
mineralizacja	0,586	g/dm ³
przewodność właściwa	785	μS/cm
pH	7,33	
E _h	31	mV
twardość ogólna	4,61	mval/dm ³
twardość węglanowa	4,4	mval/dm ³
twardość niewęglanowa	0,21	mval/dm ³
N-NO ₃	0,4	mg/dm ³
żelazo ogólne	0,14	mg/dm ³

Typ hydrochemiczny	HCO₃-Cl-Ca-Na
--------------------	---------------------------------

Załącznik 7F

Nr punktu na mapie: F

Data pobrania próbki: 11.12.2014

opis: studnia w dawnym PGR

Analiza fizykochemiczna

jon	mg/dm ³	mval/dm ³	% mval
Ca ²⁺	70,1	3,50	62,97
Mg ²⁺	8,4	0,69	12,43
Na ⁺	30,2	1,31	23,64
K ⁺	1,6	0,04	0,74
NH ₄ ⁺	0,21	0,01	0,22
razem kationy:	110,51	5,56	100,0
Cl ⁻	59,8	1,69	26,22
SO ₄ ²⁻	15,1	0,31	4,89
HCO ₃ ⁻	268,4	4,40	68,37
NO ₃ ⁻	1,0	0,02	0,25
NO ₂ ⁻	0,08	0,0	0,03
PO ₄ ³⁻	0,50	0,02	0,24
razem aniony:	344,87	6,43	100,0
błąd analizy:	7,30%		

H _{rzędna} zwierciadła wody	+1,0	m p.p.t.
T _{wody}	24,0	°C
mineralizacja	0,399	g/dm ³
przewodność właściwa	548	μS/cm
pH	10,7	
E _h	-85	mV
twardość ogólna	4,19	mval/dm ³
twardość węglanowa	4,19	mval/dm ³
twardość niewęglanowa	0,0	mval/dm ³
N-NO ₃	0,2	mg/dm ³
żelazo ogólne	0,17	mg/dm ³

Typ hydrochemiczny	HCO₃-Cl-Ca-Na
--------------------	---------------------------------

Załącznik 7G

Nr punktu na mapie: G

Data pobrania próbki: 11.12.2014

opis: studnia przy klubie jeździeckim „Salio”

Analiza fizykochemiczna

jon	mg/dm ³	mval/dm ³	% mval
Ca ²⁺	69,5	3,47	72,6
Mg ²⁺	7,6	0,63	13,08
Na ⁺	14,2	0,62	12,92
K ⁺	1,7	0,04	0,91
NH ₄ ⁺	0,39	0,02	0,48
razem kationy:	93,39	4,78	100,0
Cl ⁻	8,0	0,23	4,79
SO ₄ ²⁻	16,3	0,34	7,2
HCO ₃ ⁻	250,1	4,1	86,91
NO ₃ ⁻	2,1	0,03	0,72
NO ₂ ⁻	0,07	0,0	0,03
PO ₄ ³⁻	0,53	0,02	0,35
razem aniony:	277,1	4,71	100,0
błąd analizy:	0,67%		

H _{rzędna} zwierciadła wody	4,4	m p.p.t.
T _{wody}	9,5	°C
mineralizacja	0,321	g/dm ³
przewodność właściwa	445	μS/cm
pH	9,39	
E _h	-8	mV
twardość ogólna	4,10	mval/dm ³
twardość węglanowa	4,10	mval/dm ³
twardość niewęglanowa	0,0	mval/dm ³
N-NO ₃	0,5	mg/dm ³
żelazo ogólne	1,57	mg/dm ³

Typ hydrochemiczny	HCO₃-Ca
--------------------	---------------------------

Załącznik 7H

Nr punktu na mapie: H

Data pobrania próbki: 27.11.2014

opis: studnia w Wypychowie („Gieczyńska”)

Analiza fizykochemiczna

jon	mg/dm ³	mval/dm ³	% mval
Ca ²⁺	70,5	3,52	26,07
Mg ²⁺	10,7	0,88	6,52
Na ⁺	206,5	8,98	66,53
K ⁺	3,8	0,1	0,72
NH ₄ ⁺	0,36	0,02	0,15
razem kationy:	291,86	13,5	100,0
Cl ⁻	408,5	11,52	85,95
SO ₄ ²⁻	34,4	0,72	5,34
HCO ₃ ⁻	70,4	1,15	8,6
NO ₃ ⁻	0,0	0,0	0,0
NO ₂ ⁻	0,07	0,0	0,01
PO ₄ ³⁻	0,38	0,01	0,09
razem aniony:	513,75	13,41	100,0
błąd analizy: 0,35%			

H _{rzędna} zwierciadła wody	+4,8	m p.p.t.
T _{wody}	24,0	°C
mineralizacja	1,038	g/dm ³
przewodność właściwa	1704	μS/cm
pH	7,84	
E _h	-151	mV
twardość ogólna	4,4	mval/dm ³
twardość węglanowa	1,15	mval/dm ³
twardość niewęglanowa	3,25	mval/dm ³
N-NO ₃	0,0	mg/dm ³
żelazo ogólne	b.d	mg/dm ³

Typ hydrochemiczny	Cl-Na-Ca
--------------------	-----------------

Załącznik 7I

Nr punktu na mapie: I

Data pobrania próbki: 11.12.2014

opis: staw przy otworze H4

Analiza fizykochemiczna

jon	mg/dm ³	mval/dm ³	% mval
Ca ²⁺	109,6	5,47	53,39
Mg ²⁺	11,3	0,93	9,07
Na ⁺	79,2	3,44	33,62
K ⁺	15,7	0,4	3,92
NH ₄ ⁺	0,0	0,0	0,0
razem kationy:	215,76	10,25	100,0
Cl ⁻	185,9	5,24	46,74
SO ₄ ²⁻	88,9	1,85	16,49
HCO ₃ ⁻	250,1	4,1	36,52
NO ₃ ⁻	0,4	0,01	0,06
NO ₂ ⁻	0,11	0,0	0,02
PO ₄ ³⁻	0,61	0,02	0,17
razem aniony:	526,01	11,22	100,0
błąd analizy:	4,54%		

H _{rzędna} zwierciadła wody	0,0	m p.p.t.
T _{wody}	0,5	°C
mineralizacja	0,789	g/dm ³
przewodność właściwa	913	μS/cm
pH	5,71	
E _h	b.d	mV
twardość ogólna	6,4	mval/dm ³
twardość węglanowa	4,1	mval/dm ³
twardość niewęglanowa	2,3	mval/dm ³
N-NO ₃	0,1	mg/dm ³
żelazo ogólne	b.d	mg/dm ³

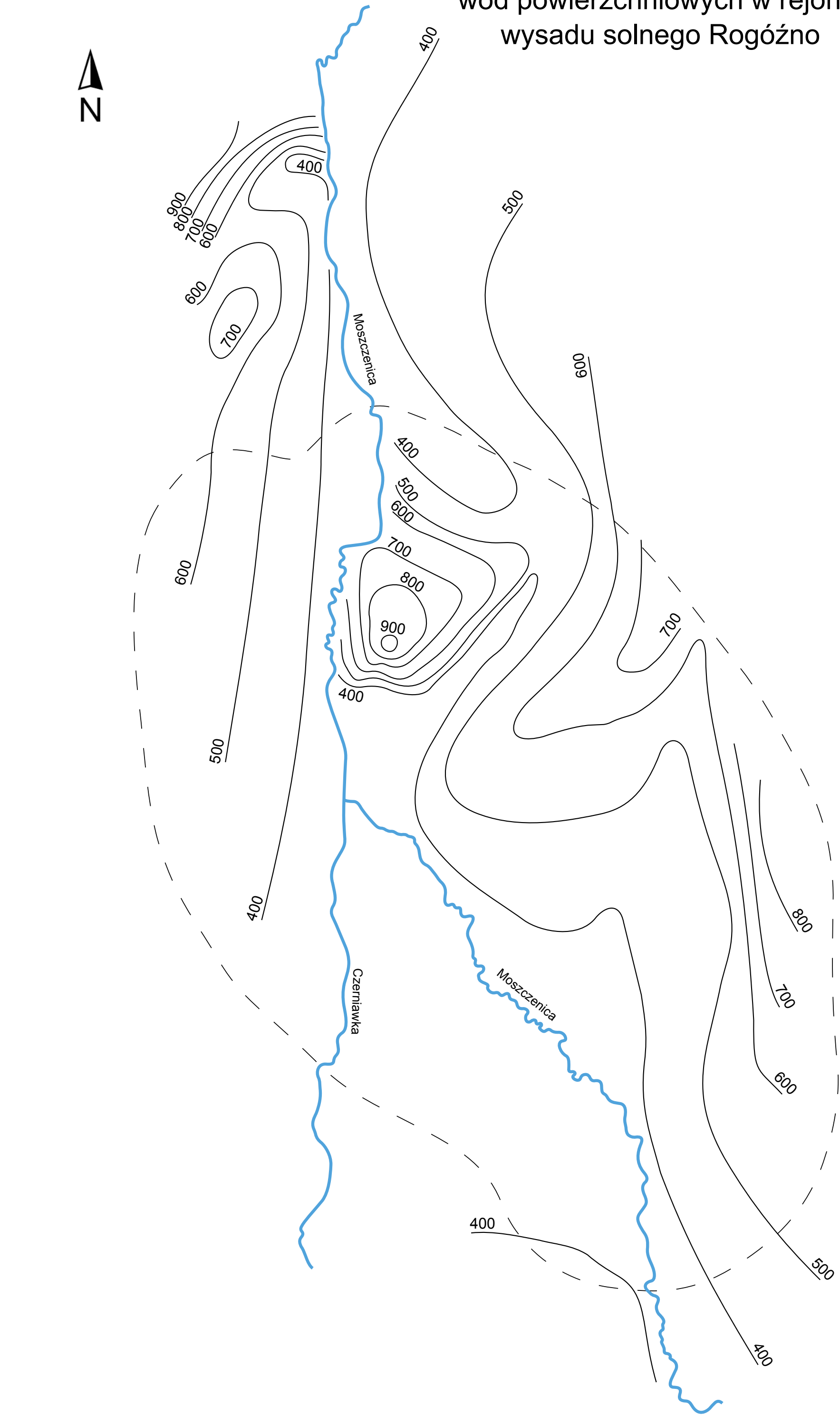
Typ hydrochemiczny	Cl-HCO₃-Ca-Na
--------------------	---------------------------------

Załącznik 8

wskaźnik	Numer obiektu zgodny z mapą dokumentacyjną								
	A	B	C	D	E	F	G	H	I
$\frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$	0,658	0,991	0,904	0,832	0,943	0,779	2,737	0,779	0,657
$\frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{Mg}^{2+}}$	6,254	1,790	3,762	9,657	5,228	5,066	5,552	4,000	5,888
$\frac{\text{HCO}_3^-}{\text{Cl}^-}$	1,259	0,130	0,577	1,494	1,149	2,607	18,159	0,100	0,781
$\frac{\text{Na}^+}{\text{Na}^+ + \text{Cl}^-}$	0,397	0,498	0,475	0,454	0,485	0,438	0,732	0,438	0,396
ESP	27,953	87,545	20,373	38,657	44,356	24,428	13,902	69,359	37,536
SAR	0,691	18,729	0,541	1,363	2,378	0,908	0,432	6,056	1,926

Załącznik 9

Zdjęcie hydrochemiczne PEW
wód powierzchniowych w rejonie
wysadu solnego Rogóźno



- zasięg wysadu solnego
- rzeki
- PEW ($\mu\text{S}/\text{cm}$)

0 0,5 1 1,5 2 km

Załącznik 10A

nr na mapie	$V_{\text{śr}}$ (AgNO_3 cm^3) dla 50 ml	Cl^- (mg/dm^3)	Na^+ (mg/dm^3)	T_{wody} [$^{\circ}\text{C}$]	pH	PEW [$\mu\text{S/cm}$]
I	$5,58 \pm 0,06$	48,06	16,9	9,8	7,85	413
II	$5,73 \pm 0,06$	49,42	16,3	10,1	8,13	397
III	$4,4 \pm 0,04$	37,4	13,7	10,4	8,27	375
IV	$4,46 \pm 0,03$	37,94	13,1	10,8	8,38	394
V	$4,36 \pm 0,04$	37,04	12,6	10,0	8,19	418
IX	$2,63 \pm 0,03$	21,41	8,5	11,0	7,52	404
X	$2,88 \pm 0,04$	23,67	9,9	11,4	8,38	357
XIII	$4,89 \pm 0,08$	41,83	16,2	9,4	6,86	460
$v_2 = 0,26 \text{ cm}^3$						
$V = 50 \text{ cm}^3$						
$k = 0,5417$						

Załącznik 10B

nr na mapie	$V_{\text{śr}}$ (AgNO_3 cm^3) dla 50 ml	Cl^- (mg/dm^3)	Na^+ (mg/dm^3)	T_{wody} [$^{\circ}\text{C}$]	pH	PEW [$\mu\text{S/cm}$]
I	$3,49 \pm 0,05$	34,99	17,7	5,8	7,69	569
II	$3,34 \pm 0,02$	33,4	17,2	5,8	8,06	517
III	$2,80 \pm 0,08$	27,55	14,2	5,8	8,08	453
IV	$2,77 \pm 0,08$	27,16	12,8	6,0	8,12	467
V	$2,83 \pm 0,04$	27,81	12,3	5,9	8,19	460
VI	$2,95 \pm 0,07$	29,11	12,7	5,8	8,22	464
VII	$2,91 \pm 0,05$	28,71	14,4	5,9	8,23	465
VIII	$2,16 \pm 0,03$	20,62	7,9	6,4	7,23	592
IX	$2,14 \pm 0,04$	20,33	8,0	6,8	8,03	403
X	$2,11 \pm 0,04$	20,08	8,9	6,0	8,13	454
XI	$1,80 \pm 0,05$	16,65	6,8	7,0	7,36	424
XII	$1,61 \pm 0,09$	14,66	6,0	6,4	7,94	355
XIII	$3,28 \pm 0,07$	32,68	15,3	5,4	7,22	391
XIV	$4,46 \pm 0,04$	45,47	25,9	5,6	7,41	558
$v_2 = 0,26 \text{ cm}^3$						
$V = 50 \text{ cm}^3$						
$k = 0,5417$						

Załącznik 10C

nr na mapie	$V_{\text{śr}}$ (AgNO_3 cm^3) dla 50 ml	Cl^- (mg/dm^3)	Na^+ (mg/dm^3)	T_{wody} [$^{\circ}\text{C}$]	pH	PEW [$\mu\text{S/cm}$]
I	$4,61 \pm 0,08$	43,6	22,0	3,4	7,65	475
II	$4,67 \pm 0,10$	44,2	20,4	3,4	7,95	473
III	$3,56 \pm 0,11$	33,05	16,1	3,4	8,01	428
IV	$3,50 \pm 0,04$	32,44	15,6	3,6	8,04	425
V	$3,49 \pm 0,02$	32,28	16,1	3,2	8,11	424
VI	$3,75 \pm 0,03$	34,96	16,7	3,5	8,02	427
VII	$3,84 \pm 0,07$	35,79	15,6	3,6	8,04	428
VIII	$2,36 \pm 0,01$	20,95	8,5	4,3	7,33	522
IX	$2,55 \pm 0,06$	22,86	10,3	3,2	7,86	369
X	$2,53 \pm 0,12$	22,7	9,3	3,6	8,03	372
XI	$1,81 \pm 0,05$	15,46	6,6	4,8	7,58	317
XII	$1,74 \pm 0,09$	14,72	5,4	3,6	7,85	363
XIII	$3,66 \pm 0,07$	34,02	15,6	3,8	7,07	330
XIV	$4,30 \pm 0,11$	40,48	21,5	3,5	7,09	479
$v_2 = 0,275 \text{ cm}^3$						
$V = 50 \text{ cm}^3$						
$k = 0,5025$						

Załącznik 10D

nr na mapie	$V_{\text{śr}}$ (AgNO_3 cm^3) dla 50 ml	Cl^- (mg/dm^3)	Na^+ (mg/dm^3)	T_{wody} [$^{\circ}\text{C}$]	pH	PEW [$\mu\text{S/cm}$]
I	$4,62 \pm 0,03$	43,67	20,9	3,6	8,3	560
II	$4,63 \pm 0,03$	43,77	19,8	4,1	7,86	574
III	$3,52 \pm 0,06$	32,58	15,5	5,1	7,65	506
IV	$3,63 \pm 0,10$	33,75	15,0	4,8	7,9	490
V	$3,63 \pm 0,04$	33,75	14,7	4,3	7,88	501
VI	$3,83 \pm 0,03$	35,76	16,4	4,7	7,86	528
VII	$3,92 \pm 0,11$	36,6	16,6	5,1	7,96	526
VIII	$2,36 \pm 0,02$	20,92	9,4	2,2	7,52	602
IX	$2,39 \pm 0,07$	21,26	9,4	5,1	7,77	412
X	$2,37 \pm 0,07$	21,05	10,2	5,4	7,86	441
XI	$1,90 \pm 0,06$	16,30	7,0	4,7	7,61	438
XII	$2,11 \pm 0,05$	18,41	7,2	7,1	7,47	467
XIII	$3,50 \pm 0,06$	32,44	15,0	5,2	7,31	416
XIV	$4,44 \pm 0,05$	41,89	21,7	5,0	6,88	622
$v_2 = 0,275 \text{ cm}^3$						
$V = 50 \text{ cm}^3$						
$k = 0,5025$						

Załącznik 10E

nr na mapie	$V_{\text{śr}}$ (AgNO_3 cm^3) dla 50 ml	Cl^- (mg/dm^3)	Na^+ (mg/dm^3)	T_{wody} [$^{\circ}\text{C}$]	pH	PEW [$\mu\text{S/cm}$]
I	$4,71 \pm 0,11$	44,57	15,4	8,4	7,3	505
II	$4,34 \pm 0,10$	40,82	19,2	9,5	7,91	484
III	$3,42 \pm 0,11$	31,61	14,7	10,1	8,15	462
IV	$3,52 \pm 0,03$	32,61	13,9	9,9	8,22	441
V	$3,43 \pm 0,08$	31,67	14,6	9,2	8,14	431
VI	$3,70 \pm 0,03$	34,45	15,0	10,1	8,16	447
VII	$3,61 \pm 0,03$	33,55	15,1	10,4	8,26	457
VIII	$2,71 \pm 0,04$	24,51	9,6	5,9	7,08	633
IX	$2,58 \pm 0,11$	23,13	9,0	10,1	8,54	387
X	$2,42 \pm 0,05$	21,52	8,9	10,5	8,48	391
XI	$1,88 \pm 0,06$	16,16	6,1	9,7	7,62	427
XII	$1,82 \pm 0,07$	15,53	5,3	9,3	7,46	364
XIII	$4,23 \pm 0,07$	39,71	16,3	11,8	7,46	510
XIV	$4,72 \pm 0,05$	44,71	24,1	11,1	7,58	562
$v_2 = 0,275 \text{ cm}^3$						
$V = 50 \text{ cm}^3$						
$k = 0,5025$						

Załącznik 10F

nr na mapie	$V_{\text{śr}}$ (AgNO_3 cm^3) dla 50 ml	Cl^- (mg/dm^3)	Na^+ (mg/dm^3)	T_{wody} [$^{\circ}\text{C}$]	pH	PEW [$\mu\text{S/cm}$]
I	$4,02 \pm 0,12$	37,6	21,6	18,5	8,2	480
II	$3,90 \pm 0,02$	36,43	20,4	20,0	7,38	508
III	$3,15 \pm 0,04$	28,89	14,7	21,0	7,77	447
IV	$3,15 \pm 0,03$	28,86	14,8	20,0	7,81	448
V	$2,98 \pm 0,02$	27,19	14,5	19,0	7,4	449
VI	$3,14 \pm 0,01$	28,79	16,4	19,0	7,88	452
VII	$3,12 \pm 0,09$	28,56	15,5	19,5	7,82	452
VIII	$3,04 \pm 0,11$	27,75	12,9	15,0	7,65	639
IX	$2,30 \pm 0,09$	20,35	8,8	20,0	7,02	386
X	$2,36 \pm 0,07$	20,92	8,8	21,0	7,28	378
XI	$1,79 \pm 0,06$	15,26	6,9	18,5	7,31	452
XII	$1,67 \pm 0,04$	13,99	4,9	15,5	6,77	374
XIII	$3,90 \pm 0,11$	36,43	18,4	18,5	7,02	407
XIV	$4,49 \pm 0,11$	42,33	27,2	18,5	7,14	581
$v_2 = 0,275 \text{ cm}^3$						
$V = 50 \text{ cm}^3$						
$k = 0,5025$						

Załącznik 10G

nr na mapie	V_{sr} (AgNO ₃ cm ³) dla 50 ml	Cl ⁻ (mg/dm ³)	Na ⁺ (mg/dm ³)	T wody [°C]	pH	PEW [μ S/cm]
I	3,60 ± 0,08	33,42	18,8	12,2	7,75	451
II	3,38 ± 0,04	31,21	16,3	13,1	7,8	438
III	2,80 ± 0,08	25,41	12,6	13,1	7,68	414
IV	2,86 ± 0,09	25,98	13,4	13,4	7,11	428
V	2,94 ± 0,10	26,82	13,4	13,2	7,95	422
VI	2,05 ± 0,04	27,62	14,3	14,2	7,42	427
VII	2,05 ± 0,05	29,06	15,0	14,0	8,15	451
VIII	2,05 ± 0,10	17,81	7,2	13,3	7,68	517
IX	2,33 ± 0,11	20,69	8,5	12,6	8,16	398
X	2,23 ± 0,04	19,65	8,5	13,0	7,12	398
XI	1,87 ± 0,07	16,0	7,4	13,7	7,62	406
XII	1,88 ± 0,06	16,16	6,1	16,1	7,02	353
XIII	3,65 ± 0,08	33,95	16,7	12,5	4,77	369
XIV	2,05 ± 0,12	38,91	20,8	15,3	6,85	484
$v_2 = 0,275 \text{ cm}^3$						
$V = 50 \text{ cm}^3$						
$k = 0,5025$						

Załącznik 10H

nr na mapie	$V_{\text{śr}}$ (AgNO_3 cm^3) dla 50 ml	Cl^- (mg/dm^3)	Na^+ (mg/dm^3)	T_{wody} [$^{\circ}\text{C}$]	pH	PEW [$\mu\text{S/cm}$]
I	$4,12 \pm 0,06$	38,61	19,9	4,5	7,52	537
II	$3,75 \pm 0,08$	34,89	18,1	4,6	8,75	519
III	$3,14 \pm 0,11$	28,83	13,0	4,5	8,39	454
IV	$3,10 \pm 0,07$	28,36	12,8	4,7	8,52	454
V	$3,14 \pm 0,09$	28,76	12,8	4,2	8,33	445
VI	$3,04 \pm 0,05$	27,75	13,2	4,6	8,11	453
VII	$3,04 \pm 0,08$	27,79	13,2	4,1	8,35	464
VIII	$2,25 \pm 0,05$	19,88	7,9	5,2	6,99	530
IX	$2,39 \pm 0,06$	21,26	8,1	4,5	7,71	420
X	$2,30 \pm 0,07$	20,32	8,1	4,2	8,11	409
XI	$2,08 \pm 0,07$	18,17	7,4	5,4	7,59	428
XII	$1,99 \pm 0,11$	17,24	6,4	3,5	7,78	383
XIII	$3,75 \pm 0,09$	34,89	16,8	3,5	8,54	350
XIV	$4,44 \pm 0,08$	41,86	24,9	3,6	7,94	517
$v_2 = 0,275 \text{ cm}^3$						
$V = 50 \text{ cm}^3$						
$k = 0,5025$						